



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par : l'Université de Toulouse 3 Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier)

Cotutelle internationale avec: l'Université de Carthage/Institut National Agronomique de Tunisie (INAT)

Présentée et soutenue par

Chebbi Wafa

Le 27 Août 2019

Caractérisation des échanges d'eau et d'énergie dans une oliveraie pluviale en zone aride : modélisation et intégration des données de télédétection

École doctorale et discipline ou spécialité

ED SDU2E : Surfaces et interfaces continentales, hydrologie

Unité de recherche

Centre d'Etudes spatiales de la Biosphère (CESBIO UMR 5126)/ GREEN-TEAM-INAT

Directrice(s) ou Directeur(s) de Thèse

Gilles Boulet, Directeur de recherche IRD, CESBIO

Zohra Lili Chabaane, Professeur, Université de Carthage, INAT

Jury

Courault Dominique, Directeur de recherche, INRA Avignon

rapporteur

Boujnah Dalenda, professeur, Institut de l'Olivier Sousse

rapporteur

Demarty Jérôme, chercheur, Hydrosociences Montpellier

examinateur

Gastellu-Etchegorry Jean-Philippe, professeur, IUT

examinateur

Ben Mimoun Mehdi, professeur, INAT

Membre invité

Le Dantec Valérie, Maître de conférences, UPS

Membre invité

AVANT PROPOS

Cette thèse a été réalisée dans le cadre d'une cotutelle internationale entre l'Université Toulouse 3 Paul Sabatier (UPS), sous la direction de Mr. Gilles Boulet, Directeur de recherche IRD, et l'Université de Carthage (UCAR) / Institut national d'agronomie de Tunisie (INAT), sous la direction de Mme Zohra Lili Chabaane, Professeure à l'Université de Carthage/INAT, dans le cadre de la collaboration entre l'Institut de Recherche pour le Développement et l'Institut National Agronomique de Tunisie.

Ce travail a été réalisé et financé dans le cadre de plusieurs projets de recherche du laboratoire GREEN-TEAM de l'INAT et du CESBIO dédiés au suivi de l'évolution des ressources en eau dans le bassin du Merguellil (plaine de Kairouan, au centre de la Tunisie), et fondés sur le couplage entre télédétection, modélisation de la surface terrestre et observations in situ:

- Le projet ERANET-MED CHAAMS (2018-2021) « Global CHange : Assessment and Adaptation to Mediterranean Region Water Scarcity », coordonné par M. Lionel Jarlan, Mme Hedia Chakroun et M. Mehrez Zribi ;

- Le projet ANR / AMETHYST (2013-2017) «Évaluation de l'évolution des ressources hydroélectriques méditerranéennes dans le sud: trajectoires de bassins hydrographiques»: développement conjoint des ressources en eau et des utilisations en Méditerranée, coordonné par M. Mehrez Zribi;

- Le projet PHC Maghreb 14 MAG 22 (2014-2016) coordonné du côté tunisien par Mme Zohra Lili Chabaane (INAT) et du côté français par Mme Valérie Ledantec (UPS) ;

- Les projets EVA2IRT et PITEAS du programme TOSCA du CNES du coordonnés par M. Gilles Boulet;

- Les projets ReSAMed et Arboriculture du programme MISTRALS / SICMED arboriculture coordonnés par M. Gilles Boulet;

Au cours de la thèse, trois comités de suivi ont eu lieu; Mr. Said Khabba (professeur à la Faculté des sciences UCAM / Semlalia) et Mr. Mehdi Ben Mimoun (professeur à l'INAT) étaient membres de ces comités.

Dédicaces

À mon très cher père Zouhair

Aucune dédicace ne saurait exprimer l'amour, l'estime le dévouement et le respect que j'ai toujours eu pour toi. Pour tous les moments où tu n'as jamais épargné le moindre effort pour nous aider et nous encourager.

À ma très chère mère Henda

Tu représentes pour moi le symbole de la bonté par excellence, une source de tendresse et un exemple de dévouement qui n'a pas cessé de m'encourager et de prier pour moi. Sans ton soutien, tes conseils, tes encouragements et tes énormes sacrifices, ce travail n'aurait jamais vu le jour. Merci de faire l'impossible pour moi.

À mon mari et mon confident Mhamed

Tu m'as toujours soutenu et encouragé durant ces années d'études. Ton affection me couvre, ta bienveillance me guide et ta présence à mes côtés a toujours été la source de ma force pour affronter les différents obstacles.

À ma fille Mayar

Grace à toi, j'ai eu la volonté et le courage de poursuivre mes études. Je te promets d'être toujours à tes côtés et de t'aimer tendrement toute ma vie, de t'apporter mon soutien, mon réconfort, ma présence attentive et attentionnée, quelques soient les circonstances

À mes deux frères Mhamed et Ibrahim

Pour vous mes frères qui occupent une place unique dans ma vie. Vous êtes un cadeau du ciel.

À ma meilleure amie Sifa

Tu es toujours là pour moi. Une présence chaleureuse, bienveillante, qui sait me faire du bien. Tu me connais mieux que quiconque et c'est réciproque, du moins je l'espère. A mes yeux, tu mérites ce qu'il y a de plus beau sur terre.

Remerciements

À l'issue de la rédaction de cette recherche, je suis convaincue que la thèse est loin d'être un travail individuel. En effet, je n'aurais jamais pu réaliser ce travail doctoral sans le soutien d'un grand nombre de personnes dont la générosité, la bonne humeur et l'intérêt manifestés à l'égard de ma recherche m'ont permis de progresser dans cette phase délicate pour « l'apprenti chercheur ».

En premier lieu, je tiens à remercier mes directeurs de thèse, Mr Gilles Boulet et Mme Zohra Lili Chabaane et mes Co-encadrants, Mme Valérie Le Dantec et Mr Vincent Rivalland pour la confiance qu'ils m'ont accordée en acceptant de diriger et d'encadrer ce travail doctoral, pour leurs multiples conseils et pour toutes les heures qu'ils ont consacrées à diriger cette recherche.

Mes remerciements vont également à Mr Faïçal Ben Jeddi, directeur de l'Institut National Agronomique de Tunisie INAT, et Mr Laurent Polidori, directeur du Centre d'Etudes Spatiales de la BIOSphère CESBIO ainsi que Mr Olivier Pringault, représentant de l'institut de Recherche pour le Développement IRD en Tunisie.

Je tiens à remercier les membres de mon comité de pilotage, Mr Mehdi ben Mimoun et Mr Said Khabba pour leurs commentaires et pistes de recherche.

J'adresse aussi mes remerciements à Mme Dominique Courrault et Mme Boujnah Dalenda d'avoir accepté de relire cette thèse et d'en être rapporteurs. La version finale de ce mémoire a bénéficié de leur relecture très attentive et de leurs remarques précieuses. J'aimerais remercier Jean-Philippe Gastellu-Etchegorry d'avoir accepté d'être président du jury. Je remercie également tous les membres du jury d'avoir accepté d'assister à la présentation de ce travail.

Je remercie tous les thésards et les stagiaires de l'INAT pour la bonne ambiance de travail mais également pour les nombreux bons moments passés ensemble : Nesrine, Amal, Nissaf, Ons, Fajr, Nadhima, Nesrine, Raja, Hamza, Azza.... Cette thèse et moi vous devons beaucoup. Merci.

Je remercie également tous les amis et les membres de ma famille d'ici et d'ailleurs. Ils sont tellement nombreux à m'avoir soutenue... je n'ai pas besoin de les citer, ils se reconnaîtront. Je vous aime!

Characterization of water and energy exchanges in rainfed dryland olive grove : modeling and integration of remote sensing data

Abstract

The olive tree is a key perennial agrosystem for the economy of the Mediterranean basin with contrasting farming practices (rainfed sparse/intensive irrigated, co-planted ...). Known for its mechanisms of adaptation to water stress and its ability to survive for long periods under soil water limiting conditions, rainfed olive cultivation is dominant in this area, especially in Tunisia and the spacing between trees is a function of the distribution of the precipitation (from high density of plantation in the North (6 m) to very sparse in the South (25 m)) ensuring a volume of soil explored by the roots that is assumed to be enough to satisfy the water needs of the olive trees. However, it is subject to severe climatic pressure due to widespread dry spells, for which the frequency and intensity is likely to increase in the coming decades. The response of these sparse covers, where water is a limiting factor, to these climatic changes is unrecognized. In this context, this work aims to improve the current understanding of the physical processes governing the hydrological cycle and the development of vegetation in rainfed groves in central Tunisia. There is a twofold purpose: I / to test the vulnerability of these sparse olive groves to future conditions and ii / to make a decision support to farmers for the short (i.e., localized supplementary irrigation) and in the long term (in particular a decrease of the spacing between trees or the extension of irrigated area). To meet these goals, it is necessary to characterize the thermo-hydric functioning of olive trees, to identify the possibility of monitoring their current water status and to predict their responses to more severe future water conditions. As a first step, a dedicated experimental set up that includes eddy covariance and sap flow measurements has been installed. The collected data, which provide information on the exchange of energy and matter within the soil-plant-atmosphere continuum, were analyzed and their consistency was verified through a study of the different components of the water and energy balances at different spatial and time scales. In addition to direct measurements, proxidetection measurements are available and allow investigating the benefit of this powerful tool. Relationships between the estimated water stress indices (e.g., the difference between actual and potential transpiration) and the proxidetection indicators (surface temperature and photochemical reflectance index) were therefore established to detect critical thresholds beyond which a water supply becomes essential for the survival of the plant. In a second step, a soil-plant-atmosphere ISBA exchange model was calibrated and validated based on the large data set observed to reproduce the functioning of olive trees. This study emphasizes that the sparse nature of olive trees is nevertheless a challenge for the application of these tools because the fraction of vegetation cover (less than 7% for our Nasrallah site) is such that the surface is dominated by the bare soil functioning. Adjustments have therefore been proposed or even applied to these methods to adapt them to this low fraction

vegetation cover. The database used in this study is published under the DOI: 10.6096 / MISTRALS-SICMED.1479.

Key words: sparse covers, isolated trees, SVAT, proxidetection, water stress, semi-arid

Caractérisation des échanges d'eau et d'énergie dans une oliveraie pluviale en zone aride : modélisation et intégration des données de télédétection

Résumé

L'olivier est un agrosystème pérenne clé pour l'économie du pourtour méditerranéen avec des pratiques culturales contrastées (sec épars/irrigué intensive, co-planté...). Connu pour ses mécanismes d'adaptations au stress hydrique et sa capacité de survivre durant de longues périodes à conditions limitantes en eau de sol, l'oléiculture pluviale est dominante dans cette zone, notamment en Tunisie et l'écartement entre les arbres est une fonction de la distribution de la pluviométrie (un nombre important de pieds à l'hectare au Nord (6 m) et des oliveraies très éparées au Sud (25 m)) assurant un volume de sol exploré par les racines supposé être suffisant pour satisfaire les besoins en eau des oliviers. Il est cependant soumis à une forte pression climatique du fait des sécheresses récurrentes dont la fréquence et l'intensité risquent de s'accroître dans les décennies qui viennent. La réponse de ces couverts épars, où l'eau est un facteur limitant, à ces changements climatiques est méconnue. Dans ce contexte, ce travail vise à améliorer notre connaissance des processus physiques régissant le cycle hydrologique et le développement de la végétation dans une oliveraie pluviale au centre de la Tunisie. L'objectif de cette thèse est double : i/ tester la vulnérabilité de ces oliveraies éparses face aux conditions extrêmes futures et ii/ proposer des solutions aux agriculteurs à court (par exemple l'irrigation localisée de complément) et à long termes (notamment la diminution des écartements entre les arbres ou l'extension des périmètres irrigués). Pour répondre à ces objectifs, nous avons besoin de bien caractériser le fonctionnement thermo-hydrique des oliviers, d'identifier la possibilité de suivre leur état hydrique actuel et de prédire leurs réponses à des conditions hydriques futures plus sévères. Dans un premier temps, un protocole expérimental dédié qui comprend des mesures par la méthode de fluctuations turbulentes et la méthode de flux de sève a été mis en place. Les données collectées qui renseignent sur les échanges d'énergie et de matière au sein du continuum sol-plante-atmosphère, ont été analysées et leur cohérence a été vérifiée à travers une étude des différentes composantes des bilans hydrique et énergétique à différentes échelles spatiales et temporelles. En plus de mesures directes, des mesures de proxidtection ont été sélectionnées afin d'analyser l'apport de cet outil puissant. Des relations entre les indices de stress hydrique estimés (par exemple l'écart entre la transpiration réelle et potentielle) et les indicateurs de proxidtection (la température de surface et le photochemical reflectance index) ont été donc établies pour détecter les seuils critiques au-delà des quels un apport en eau devient indispensable pour la survie de la plante. Dans un second temps, un modèle d'échanges sol-plante-atmosphère ISBA a été calé et validé en s'appuyant sur l'important jeu de données observé pour reproduire le fonctionnement des oliviers. Cette étude souligne que le caractère épars des oliviers est néanmoins un défi pour l'application de ces outils car la fraction de couverture de végétation (moins de 7 % pour notre site de Nasrallah) est telle que la surface est dominée par le fonctionnement du sol nu. Des ajustements ont été donc proposés

voire apportés aux méthodes utilisées pour les adapter à ce faible taux de couvert végétal.

La base de données utilisée pour cette étude est publiée sous le DOI : 10.6096/MISTRALS-SICMED.1479.

Mots clés : olivier épars, arbre isolé, SVAT, proxidtection, stress hydrique, semi-aride

توصيف تبادل المياه والطاقة في بستان زياتين بعلي في منطقة شبه قاحلة: نمذجة وتكامل بيانات الاستشعار عن بعد

الخلاصة

تعتبر شجرة الزيتون عنصراً رئيسياً في الاقتصاد في مناطق البحر الأبيض المتوسط و تمتاز بتنوع الممارسات الزراعية بين بعليّة متباعدة وكثيفة تحت نظام الري، وجود زراعات اخرى (...). من المعروف أن الزيتون البعلي يمتلك قدرة فائقة على التكيف آليات التكيّف معروفة بآليات تكيفها مع الجفاف. تهيمن زراعات الزيتون على هذه المنطقة ، لا سيما في تونس ، والمسافة الفاصلة بين الأشجار تخضع لكميات الأمطار (عدد من الأشجار لكل هكتار مرتفع في الشمال و ضعيف في الجنوب) مما يجعل حجم التربة التي تستكشفها الجذور مناسبة لتلبية الاحتياجات المائية لأشجار الزيتون. ومع ذلك، فإنه يتعرض لضغط مناخي شديد بسبب حالات الجفاف المتكررة، والتي من المحتمل أن يزداد تواترها وشدها في العقود المقبلة. استجابة هذه البساتين ذات الأشجار المتباعدة لتغيرات المناخ هذه غير معروفة. في هذا السياق، يهدف هذا العمل إلى تحسين معرفتنا بالعوامل الفيزيائية التي تتحكم في الدورة المائية وتطوير الغطاء النباتي في بستان بعلي في الوسط التونسي. الهدف من هذه الأطروحة يكمن في اختبار مدى تحمل الزيتون البعلي للظروف المناخية القاسية في المستقبل و اقتراح حلول للمزارعين على سبيل المثال الري التكميلي الموضعي. ولتحقيق هذه الأهداف ، من الضروري وصف الأداء الحراري المائي لأشجار الزيتون ، وتحديد إمكانية مراقبة حالتها المائية الحالية والتنبؤ باستجاباتها لظروف المياه المستقبلية الأكثر قسوة. كخطوة أولى ، تم وضع بروتوكول تجريبي مخصص يتضمن قياسات بواسطة طريقة التقلبات المضطربة وطريقة تدفق النسغ. وقد تم تحليل البيانات التي تم جمعها وتم التحقق من تماسكها من خلال دراسة المكونات المختلفة لتوازنات المياه والطاقة على مستويات مكانية مختلفة. بالإضافة إلى القياسات المباشرة ، تم تأسيس العلاقات بين مؤشرات الإجهاد المائي المقدر (مثل الفرق بين النتح الفعلي والمحتمل) ومؤشرات الكشف عن بعد (درجة حرارة السطح ومؤشر الانعكاس الكيميائي الضوئي). في الخطوة الثانية، تم استعمال نموذج تبادل للتربة بين النبات والغلاف الجوي ولتحقق من صحته استناداً إلى مجموعة البيانات الكبيرة التي جمعت.

DOI: 10.6096 / MISTRALS-SICMED.1479 يتم نشر قاعدة البيانات

المستخدمة في هذه الدراسة تحت

الكلمات المفتاحية: شجرة الزيتون المتباعد البعلي ، الإجهاد المائي ، المناطق

شبه القاحلة.

Sommaire

AVANT PROPOS	i
I Abstract	iv
II Résumé	vi
III ملخص	viii
Liste des figures	xiii
Liste des tableaux	xix
Introduction générale et problématique	1
I Chapitre I: Les échanges d'eau et d'énergie aux interfaces sol-plante-atmosphère	9
I.1 Introduction.....	10
I.2 Une revue des méthodes expérimentales permettant l'estimation des besoins en eau de la plante	10
I.2.1 Les méthodes de mesure directe de la transpiration	10
I.2.2 La différence entre l'évapotranspiration et la transpiration.....	14
I.3 La modélisation : une alternative pour l'estimation de l'évapotranspiration et ses composantes	22
I.3.1 Les modèles mono-sources	23
I.3.2 Les modèles double-source.....	24
I.3.3 Les modèles multicouches ou multi-sources.....	27
I.3.4 Les modèles d'évapotranspiration utilisant des données de télédétection	27
I.4 Le suivi du stress hydrique par proxidtection	30
I.4.1 Température de surface (Infra-Rouge Thermique (IRT))	31
I.4.2 Indices de développement du couvert végétal (optique)	35
I.4.3 Indices de fonctionnement du couvert (visible)	36
I.5 Conclusion partielle et synthèse.....	38
II Chapitre II : Site d'étude et traitement des données	47
II.1 Introduction.....	48
II.2 Site d'étude.....	48
II.2.1 Cadre géographique, climatique, pédologique et occupation des sols de la zone	48
II.2.2 Dispositif expérimental.....	51

II.3	Méthodes utilisées et post-traitement des données	54
II.3.1	Les termes du bilan d'énergie	54
II.3.2	Les composantes de l'évapotranspiration	57
II.3.3	La caractérisation de la contrainte hydrique	63
a)	Les facteurs abiotiques : le VPD et le contenu en eau dans le sol ..	63
b)	Les facteurs biotiques : l'indice de stress hydrique (ITP)	65
II.3.4	La proxidéttection.....	66
a)	le PRI et le NDVI.....	66
b)	La température de végétation	66
II.4	Conclusion partielle et synthèse	67
III	Chapitre III: Caractérisation du fonctionnement thermo-hydrique des oliviers par analyse des données collectées	69
III.1	Introduction.....	70
III.2	Article : « Analysis of evapotranspiration components of a rainfed olive orchard during three contrasting years in a semi-arid climate ».....	71
	Analysis of evapotranspiration components of a rainfed olive orchard during three contrasting years in a semi-arid climate	71
	1. Introduction	71
	2. Materials and methods	75
	2.1. Site description.....	75
	2.2. Micrometeorological fluxes measurements and energy-balance closure.....	77
	2.2.1. Net radiation and soil heat flux.....	77
	2.2.2. The Eddy Covariance system	78
	2.3. Sap flow, root density and soil water content measurements	79
	2.3.1. Sap flow	79
	2.3.3. In-situ remote sensing measurements	81
	2.3.4. Soil water content measurements.....	81
	2.4. Evaporation estimation	82
	3. Results	83
	3.1. Water balance	83
	3.2. Evapotranspiration partitioning.....	84
	3.3. Analysis of evapotranspiration components and detection of soil and plant water stresses using different parameters	89

3.3.1. Transpiration and plant water stress.....	89
3.3.2. Evaporation.....	93
4. Discussion	95
5. Conclusions	100
III.3 Conclusion partielle et synthèse.....	112
IV Chapitre IV: Suivi du stress hydrique par proxid�etection	113
IV.1 Introduction.....	114
IV.2 Matériels et méthodes.....	115
IV.2.1 Traitement et analyse de données du fonctionnement carboné du couvert	115
IV.2.2 Caractérisation de la contrainte hydrique.....	117
IV.2.3 Post-traitement des données issues de la proxid�etection.....	118
IV.3 Résultats et discussions	124
IV.3.1 La dynamique des indices et des facteurs biotiques et abiotiques ...	130
IV.3.2 Prise en compte des variations de structure de la canopée.....	134
IV.4 Conclusion partielle et synthèse.....	150
V Chapitre V: Modélisation des transferts hydrique et �nergitique au sein de l'oliveraie.....	156
V.1 Introduction.....	157
V.2 Article:" Modelling of water and energy exchanges over rainfed olive orchards in semi-arid areas.".....	159
1. Introduction	159
2. Materials and Methods.....	162
2.1. Study site.....	162
2.2. Model description.....	163
2.3. The model parametrization.....	166
3. Results	168
3.1. The soil moisture and the soil temperature for different depths	168
3.2. The energy balance.....	170
3.3. The evapotranspiration partitioning.....	171
4. Discussion	174
5. Conclusions	180
V.3 Conclusion partielle et synthèse.....	185
Conclusion générale et perspectives.....	186

Références190
Annexes191

Liste des figures

Figure I. 1: l'anomalie de la température (a) et l'indice de précipitation (i.e., qui mesure la sécheresse météorologique. Il s'agit d'un indice de probabilité qui repose seulement sur les précipitations) (b) aux horizons 2050 (en haut) et 2100 (en bas) (source: Touzi and Ben Zakour (2015)).....	25
Figure I. 2: schéma du capteur mesurant le flux de sève brute à partir du bilan de chaleur (source: (Valancogne and Nasr, 1989))	30
Figure I. 3 : Dispositif de mesure de flux de sève (source:(Cabibel et al., 1991))....	31
Figure I. 4 : La classification des modèles SVAT selon la complexité de leurs schémas d'analogie aux résistances électriques (interface plante-atmosphère) et leurs modules du sol (source: (Boulet, 1999)); d_r est la profondeur du réservoir; d est la hauteur de déplacement ; z_{0m} est la hauteur de rugosité et z_a est la hauteur de référence	42
Figure I. 5 : Comparaison des transferts dans les modèles couplés (a) et découplés (b).....	44
Figure I. 6: le champ d'application des modèles couplé et découplé (source : Yang (2015)).....	45
Figure I. 7: illustration du WDI adaptée de Maes & Steppe (2012) ; A, B et C correspondent respectivement aux écarts minimum, mesuré et maximum entre la température de végétation et la température de l'air pour une fraction de couverture définie	52
Figure II.1: Parcelle expérimentale de Nasrallah.....	40
Figure II.2 : Le cumul annuel des précipitations (a) et le cumul moyen mensuel (b) sur la période 1986-2018.....	41
Figure II.3 : Les maximum, moyenne et minimum de température mensuelle mesurés entre 1986 et 2018 à la station de Kairouan.....	42
Figure II.4 : La carte d'occupation du sol pour l'été 2018 (source : Kassouk et al. (2018)).....	43
Figure II.5 : (a) Une photo du site expérimental et (b) et un schéma vu de dessus ; l'espacement de 20 m est mesuré à partir du tronc et les deux fosses sont instrumentées.....	44
Figure II.6: Une photo hémisphérique prise au-dessus du houppier au niveau du thermoradiomètre avant (a) et après (b) traitement par seuillage.....	46
Figure II.7: le rayonnement global et les différences de température avant et après correction selon le 1 ^{er} cas.....	51
Figure II.8: le rayonnement global et les différences de température avant et après correction selon le 2 ^{ème} cas ; la journée retenue ici est celle du 24/11/2013.....	52

Figure II.9 : le rayonnement global et les différences de température avant et après correction selon le 3 ^{ème} cas	52
Figure II.10 : Les circonférences des troncs en cm des arbres de l'échantillon choisi. L'arbre en bleu ciel et les arbres adjacents ayant des circonférences de l'ordre de 154, 193 et 148 sont les arbres instrumentés en sonde TDP et les plus proches de la tour à flux. La grille de plantation est de 20 m*20 m.....	53
Figure II.11 : La densité racinaire moyenne entre 0 et 60 cm et suivant deux directions Nord et Sud (a) et la densité racinaire par profondeur de sol suivant la direction Nord (b) et Sud (c).....	55
Figure III. 1 : schematic of the study area and the site instrumentation	86
Figure III. 2 : the rainfall and the reference evapotranspiration in the study site	86
Figure III. 3 : the root density profiles following two directions and at different distances from the trunk	91
Figure III. 4 : the soil water content in the study site at different depths.....	92
Figure III. 5 : comparaison between the monthly evaporation by three models (Merlin, FAO and Song) and the difference between the evapotranspiration from EC and the transpiration from the Sap flow (ET-T).....	96
Figure III. 6 : a) monthly evapotranspiration (ET) partitioning into transpiration (T) and evaporation (E); b) the difference between ET and E+T and its corresponding uncertainty; the relationship between ET from eddy covariance and the sum of the transpiration from the sap flow and the evaporation from the model at the monthly scale (c) and at the daily scale with vertical error bars that corresponds to the uncertainty of E+T and horizontal error bars that corresponds to the uncertainty of ET (d); a is the slope and b is the intercept, R is the coefficient of determination and RMSE is the Root Mean Square Error.	98
Figure III. 7 : the temporal evolution of evapotranspiration from eddy covariance (ET), the modeled evaporation based on SWC measurements (E) using the Merlin model and the transpiration from sap flow (T) during 2013, 2014 and 2015: a) daily mean with their corresponding uncertainty as shaded area; b) the moving average for a 7-day period.	99
Figure III. 8 : (a) Dynamics of daily mean between 11h and 13h and the range of sap flow of the 8 sensors, (b) the plant available water (PAW) for the top 40 cm of soil, rain, (c) vapor pressure deficit (VPD) and global radiation (R _g) over the study period.	102
Figure III. 9 : Plots of half-hourly evolution of relative sap flow, vapor pressure deficit (VPD) and solar radiation on two typical days with moderate water stress, and two typical days with high soil water stress under the same meteorological conditions and the same LAI. Note that the PAW (the plant available water) on August 25, 2014 is 41.7%; the PAW on July 1, 2015 is 33.37%; the PAW on August 9, 2014 is 48.54%; the PAW on July 15, 2014 is 32.68%.	102

- Figure III. 10:** (a) the mean of ITP (the potential transpiration indicator) and ISv (the vegetation stress indicator) between 11h and 13h after the rainfall event of June 1, 2013 and June 9, 2015 respectively; (b) the scatterplot between ITP and ISv . R is the coefficient of determination 103
- Figure III. 11:** Seasonal precipitation and transpiration from 2013 to 2015; the vertical red line represents the standard deviation of the transpiration. 104
- Figure III. 12:** Daily evaporation, volumetric water content albedo and IS_s for specified days after rainfall at different time of the period of study (a) 2013, b) 2014, c) 2015). The vertical black line shows the limit between the two stages of evaporation: the atmosphere limited stage and the soil limited. SWC is the volumetric humidity; E is the soil evaporation; IS_s is the soil controlled evaporative index. The bars represent the daily rainfall..... 106
- Figure III. 13:** the dynamics of the ratio of the daily transpiration to the potential transpiration (Γ/Tp). Bars are the rain 111
- Figure IV.1:** la dynamique du NDVI moyenné entre 10h et 14h et les écart-types entre Mai et octobre 2015 (durée de l'installation du capteur NDVI)..... 124
- Figure IV.2:** la température de l'air de nuit en fonction de la respiration de l'écosystème entre le 24/11/2012 et le 31/12/2015..... 125
- Figure IV.3:** un exemple de l'évolution du PRI et du rayonnement incident sur la journée dite « claire » du 18/08/2014 ; le rectangle grisé correspond à la tranche horaire choisi pour le calcul des moyennes journalières (entre 11h et 13h); les traits noirs correspondent aux heures où l'angle solaire est égal à 20° et 40° respectivement..... 127
- Figure IV.4:** la relation entre aPAR et PRI déterminée par Soudani et al. (2014) ; le PRI0 correspond à l'ordonnée à l'origine 127
- Figure IV.5:** la maquette de l'olivier (a) et la scène DART vu de dessus (b)..... 129
- Figure IV.6:** les catégories de cellules simulées par DART : (a) cellule turbide et (b) cellules opaques (DART manual user's) 130
- Figure IV.7:** les spectres foliaires de la face supérieure (a) et de la face inférieure (b) avec lesquels les simulations DART ont été réalisées (Touhami, 2014) ; les traits bleu et rouge correspondent aux bandes de réflectance utilisées pour le calcul du PRI (531 et 570 nm respectivement. 131
- Figure IV.8:** un exemple de l'évolution du rayonnement global et de $T_v - T_a$ sur la journée du 23/04/2014 ; le rectangle grisé correspond à la tranche horaire choisi pour le calcul des moyennes journalières (entre 11h et 13h)..... 132
- Figure IV.9:** les dynamiques saisonnières des valeurs moyennes autour de midi solaire (11-13h) et les écart-types du PRI (a) et de $T_v - T_a$ (b) entre le 20/06/2014 (date d'installation du capteur PRI) et le 31/12/2015; le trait vert dans la figure (a) montre la taille sévère de l'arbre. On distingue les journées considérées comme « claires » de celles dites « nuageuses » (cf paragraphe IV.2.3) 134

Figure IV.10: les dynamiques saisonnières des valeurs moyennes autour de midi solaire (11-13h) et les écart-types du Rg (a) et de VPD (b) entre le 20/06/2014 (date d'installation du capteur PRI) et le 31/12/2015. On distingue les journées considérées comme « claires » de celles dites « nuageuses » 135

Figure IV.11: les dynamiques saisonnières des valeurs moyennes autour de midi solaire (11-13h) et les écart-types de la quantité d'eau utile (PAW) entre 0 et 40 cm (a) et de la transpiration (b) entre le 20/06/2014 (date d'installation du capteur PRI) et le 31/12/2015. On distingue les journées considérées comme « claires » de celles dites « nuageuses » ; les 4 rectangles délimitent les périodes de ressuyage choisies sur la base de la PAW pour étudier le stress hydrique modéré (en bleu) et intense (en rouge) 136

Figure IV.12: la relation entre la transpiration et le VPD (a) et celle entre la transpiration et la quantité d'eau utile (PAW) (b) entre le 21/06 et le 31/12/2014 (en bleu) et entre le 01/01 et le 19/03/2015 (en rouge) 137

Figure IV.13: les dynamiques saisonnières des valeurs moyennes autour de midi solaire (11-13h) et des écart-types du LUE (a) et de ITP (b) entre le 20/06/2014 (date d'installation du capteur PRI) et le 31/12/2015. On distingue les journées considérées comme « claires » de celles dites « nuageuses » 138

Figure IV.14 : la relation entre le PRI (a) et T_v-T_a (b) et la transpiration pour les 4 périodes de stress hydrique sélectionnées ; 2 périodes de stress modéré (P1 et P3) et 2 périodes de stress intense (P2 et P4). La couleur bleu correspond au stress modéré et la couleur rouge représente le stress intense. 140

Figure IV.15 : les nuages de point entre le PRI et T_v-T_a et l'ITP pour les 4 périodes de stress hydrique sélectionnées ; 2 périodes de stress modéré (P1 et P3) et 2 périodes de stress intense (P2 et P4). La couleur bleu correspond au stress modéré et la couleur rouge représente le stress intense..... 140

Figure IV.16 : les nuages de point entre $(T_v-T_a)/R_g$ et l'ITP pour les 4 périodes de stress hydrique sélectionnées ; 2 périodes de stress modéré (P1 et P3) et 2 périodes de stress intense (P2 et P4). La couleur bleu correspond au stress modéré et la couleur rouge représente le stress intense..... 141

Figure IV.17: les boîte à moustache du rayonnement incident suivant le cycle végétatif (a) et les boîte à moustache du PRI0 suivant le cycle végétatif (b) ; S2 : la croissance végétative de 2014 ; S3 : la période estivale de 2014 ; S4 : la croissance automnale de 2014 ; S5 : le repos hivernale de 2015 ; S6 : la croissance végétatif de 2015 ; S7 : la période estivale S8 : la croissance automnale de 2015 142

Figure IV.18: la dynamique saisonnière des moyennes entre 11h et 13h et les écart-types du delta PRI entre le 20/06/2014 et le 31/12/2015. On distingue les journées considérées comme « claires » de celles dites « nuageuses » 143

Figure IV.19: une comparaison entre le delta PRI et la transpiration (a), $(T_v-T_a)/R_g$ et la transpiration (b), le delta PRI et l'ITP (c), $(T_v-T_a)/R_g$ et l'ITP (d), le delta PRI et la transpiration normalisée par la quantité en eau utile (PAW) (e), $(T_v-T_a)/R_g$ et la transpiration normalisée par la PAW (f) pour les 4 périodes de stress hydrique sélectionnées ; 2 périodes de stress modéré (P1 et P3) et 2 périodes de stress intense

(P2 et P4). La couleur bleu correspond au stress modéré et la couleur rouge représente le stress intense.....	144
Figure IV.20 : les dynamiques journalières du PRI et de Rg de 5 journées appartenant aux périodes P1 (a) et P2 (b).....	145
Figure IV.21 : la dynamique des moyennes entre 11h et 13h du delta PRI et de la transpiration en mm/jour ainsi que les écart-types associés pour la période avant la taille de Mars 2015	146
Figure IV.22 : la relation entre le delta PRI et la transpiration (a), le delta PRI et le rapport entre la transpiration et la quantité en eau utile (RU) (b), le delta PRI et l'ITP (c), $(T_v - T_a)/R_g$ et l'ITP (d). Les écart-types ont été ôtés par souci de visibilité (voir Annexe IV. 7)......	147
Figure IV.23 : la corrélation entre le PRI0 et le rayonnement global associé pour une hauteur angulaire donnée (20°).....	148
Figure IV.24 : les dynamiques des quatre I_PRI issus des différentes méthodes d'estimation du PRI_POT : pour toute la période (a), pour 2014 (b) et pour 2015 (c)	150
Figure IV.25 : les dynamiques saisonnières du I_PRI et de la quantité d'eau utile (PAW) entre 0 et 40 cm avant la coupe de Mars 2015	151
Figure IV.26 : les dynamiques saisonnières du I_PRI et de la transpiration avant la coupe de Mars 2015.....	151
Figure IV.27 : (a) la relation entre la transpiration et le I_PRI (min ss stress) avant la coupe (b) représente la même relation que (a) tout en distinguant les journées dites « claires » des journées dites « nuageuses » et les journées ayant une quantité en eau utile supérieure à 40% de la RU des journées ayant une quantité en eau utile inférieure à 40% de la RU.....	152
Figure IV.28 : la relation entre le I_PRI et la transpiration pondérée par le contenu en eau utile (PAW) pour la période avant la coupe tout en distinguant les journées dites « claires » des journées dites « nuageuses » et les journées ayant une quantité en eau utile supérieure à 40% de la RU des journées ayant une quantité en eau utile inférieure à 40% de la RU.....	153
Figure IV.28 : les dynamiques du PRI simulé et du PRI modèle durant 5 jours de la période de stress hydrique modéré (entre le 30/07 et le 30/08/2014 , P1) ; Les axes des ordonnées ne sont pas les mêmes pour les résultats de simulation et les mesures.....	154
Figure IV.30 : la dynamique saisonnière de la différence entre le delta PRI DART et le delta PRI mesuré et celle de la transpiration (avant la coupe de branche).....	155
Figure IV.31 : la relation entre la différence entre le delta PRI DART et le delta PRI mesuré et la transpiration avant la coupe avec la distinction du type du rayonnement (diffus ou direct).....	156
Figure V. 1 : the 1P (a) and 2P (b) configurations.....	174

Figure V. 2: the soil water content profiles at different depths ((a): 5 cm; (b): 15 cm; (c): 30 cm and (d): 50 cm) for the 1P simulation..... 178

Figure V. 3: the energy budget ((a): Rn; (b): G; (c): LE; (d): H) from the two configurations 1P and 2P..... 179

Figure V. 4: the weekly evapotranspiration partitioning from the two simulations and their associated scores; (a) ETR: total evapotranspiration, (b) TR: transpiration and (c) E: bare ground evaporation 181

Figure V. 5: the cumulative sum of the simulated evaporation from the 2P run , the simulated evaporation minus the estimated water extracted by roots from the bare soil top layer (Tsoil) and the determined evaporation from soil water content measurements..... 183

Figure V. 6: a comparison between the transpiration with an $f_c=0.28$ and an $f_c=0.07$ (a) and between the actual and the potential transpiration for the f_c of 0.28 (b) 185

Figure V. 7: the weekly evaporation (a), evapotranspiration (b) and transpiration (c) after the water supply and their related statistical scores..... 186

Liste des tableaux

Tableau I. 1 : Tableau comparatif des méthodes de mesures de la transpiration....	33
Tableau I. 2 : Tableau comparatif des méthodes de mesure de l'évaporation.....	35
Tableau I. 3 : tableau comparatif des méthodes de mesures de l'évapotranspiration	40
Tableau I. 4 : un tableau récapitulatif des indices de télédétection utilisés pour caractériser le stress hydrique des végétations (+ : avantages, - : inconvénients)	56
Tableau II. 1 : tableau récapitulatif de l'instrumentation du site de Nasrallah ainsi que les variables mesurées	63
Tableau II. 2: les longueurs d'onde utilisées pour estimer le PRI et le NDVI mesurés par les capteurs SKYE ; Channel 1 et channel 2 correspondent à bande 1 et bande 2 respectivement.....	77
Tableau III. 1: the seasonal water balance: total rain versus the sum of the total water storage evolution over the top meter of soil (ΔS) and the evapotranspiration (ET). Autumn is: September-October-November. Winter is: December-January-February. Spring is: March-April-May. Summer is: June-July-August. Bold numbers refer to seasons when $\Delta S + ET$ exceed the rainfall.	94
Tableau IV. 1 : l'ordre de grandeur du PRI pour différents écosystèmes	138
Tableau IV. 2: descriptif des 4 périodes choisies pour le suivi du stress hydrique (std pour écart-type)	145
Tableau V. 1: The initial SVAT input parameters.....	174
Tableau V. 2: the measured soil texture between 0 and 1m depth.....	175
Tableau V. 3: the soil temperature derived from the two configurations and their relative scores. VEG is for the vegetation patch and BG is for the bare ground patch	176
Tableau V. 4: the scores between the simulated and the measured transpiration for different vegetation fraction covers.....	184
Tableau V. 5: the scores between the observed and the simulated energy budget components of the 1P run before and after adding (in bold) the water supply	186
Tableau V. 6: the scores between the observed and the simulated soil temperature and water content of the 1P run before and after (in bold) adding the water supply .	187

Liste des abréviations

BG	Bare Ground
d	La hauteur de déplacement
DART	Discrete Anisotropic Radiative Transfer
E	Evaporation du sol nu
ET ₀	Evapotranspiration de référence
ET	Evapotranspiration
fc	La fraction de couverture de végétation
FOV	Field Of View
G	Flux de chaleur dans le sol
G _v	Flux de chaleur dans le sol à l'ombre en dessous de la végétation
G _s	Flux de chaleur dans le sol au soleil
GPP	Gross Primary Production
H	Flux de chaleur sensible
ISBA	Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere
ITP	Indice de stress hydrique
L	la longueur de Monin Obukov
LAI	Leaf Area Index
LE	Flux de chaleur latente
LUE	Light Use Efficiency
MEB	Multi-Energy Budget
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NEE	Net Ecosysteme exchange
PAW	Plant Available Water
PAR	Rayonnement Photosynthétiquement Actif
PRI	Photochemical Reflectance Index
R_{atm}	rayonnement atmosphérique
$R_{éco}$	la respiration totale de l'écosystème
R _g	Le rayonnement global
R _{so}	Le Rayonnement ciel clair
RMSE	Root Mean Square Error
R _n	Le rayonnement net
R _{ns}	Le rayonnement net du sol
R _{nv}	Le rayonnement net de la végétation
RU	La réserve utile
R_{smin}	La rsistance stomatique minimum
SVAT	Soil Vegetation Atmospher Transfer model
S-W	Le modèle de Shuttleworth et Wallace
SWA	Sap Wood Area

SWC	Soil Water Content
T	La transpiration
T _a	La température de l'air
T _c ou T _v	La température de végétation
TDP	Thermal dissipation Probe
T _{pot}	La transpiration potentielle
T _s	La température de surface
TIR/ IRT	Thermal Infra-Red/Infra-Rouge
	Thermique
VEG or veg	VEGetation
VPD	Vapor Pressur Deficit
Z _{om}	La hauteur de rugosité
ΔS	The soil water storage

Introduction générale et problématique

Dans le monde, la culture de l'olivier se retrouve dans les six continents mais 90 % des vergers oléicoles sont localisés dans le bassin Méditerranéen. La Tunisie, en particulier, représente 20 % de la superficie oléicole mondiale alors que la superficie de la Tunisie ne représente que 0.001% de la superficie totale de la terre. Cette culture est répartie sur 1.8 millions d'hectares ce qui équivaut à 36 % des terres arables en Tunisie (Observatoire National de l'Agriculture, 2017). Le nombre total de pieds d'oliviers dépasse 80 millions dont 45 % sont concentrés au Centre, 30 % au Nord et 25 % au Sud. En fonction des étages bioclimatiques, la densité de plantation dans les oliveraies pluviales, qui représentent 95 % de la culture d'olivier en Tunisie, est de 100, 50 et 20 pieds/ha, respectivement (Ghedira, 2017). Ces superficies étendues consacrées à l'olivier n'ont cessé d'augmenter au cours des dernières années suite à un plan de développement lancé par l'Etat. Cet intérêt est suscité par l'importance socio-économique du secteur oléicole et sa contribution à la sécurité alimentaire. En effet, cette culture garantit une source de revenu à plus de 309000 exploitants et offre 34 millions de jours de travail en moyenne par an. De plus, les exportations tunisiennes d'huile d'olive représentent des quantités considérables qui peuvent atteindre 90 % de la production totale. Ces chiffres font de la Tunisie le troisième pays exportateur mondial. Cependant, la production tunisienne en huile d'olive est très variable et oscille entre un minimum de 70 mille tonnes en 2013 et un maximum de 340 mille tonnes en 2014 à cause des conditions climatiques très variables et du cycle biologique alterné de l'olivier (une année sur deux de production). Sur le plan environnemental, le rôle de l'olivier est essentiel dans la lutte contre l'érosion des sols fragiles et la désertification (Gómez et al., 1950).

Au fil des années, les études sur l'olivier ont montré une importante tolérance aux stress abiotiques grâce aux adaptations morphologiques, biochimiques et physiologiques assurant la survie de l'arbre. En effet, les feuilles de l'olivier sont les plus adaptées morphologiquement au stress hydrique. Elles sont petites (5–6 cm de long et 1–1,5 de largeur maximal) et ont uniquement des stomates sur la surface inférieure. Les feuilles se caractérisent par **un faible rapport surface/volume**. En effet, le nombre et la taille des cellules, et donc les densités du système vasculaire et des stomates, varient en fonction du stress hydrique. Plusieurs études ont montré que les oliviers comme plusieurs autres espèces répondent à des conditions environnementales défavorables par une augmentation de la sclérophylle¹. Parmi les autres caractéristiques morpho-anatomiques qui aident à minimiser les pertes en eau, on peut noter l'enroulement des feuilles (Schwabe and Lionakis, 1996), une pubescence dense des feuilles (Karabourniotis et al., 1992) pour augmenter la réflectance, une cuticule épaisse et une couche de cire cuticulaire (Vichi et al., 2016), un tissu fortement lignifié (Richardson and Berlyn, 2002), des cellules de mésophylle plus petites et un espace intercellulaire rétréci (Mediavilla et al., 2001). En outre, l'olivier dispose d'**un système**

¹ Adaptation fréquente des végétaux avec des feuilles petites, enroulées sur elles-mêmes et coriaces

racinaire étendu qui permet d'exploiter un volume maximum de sol à la recherche de l'eau. Peu d'articles renseignent sur la distribution et la performance des racines chez l'olivier (Moreno et al., 1996) à cause de la difficulté de cette mesure et son caractère destructif. Notamment, Fernández et al. (1991) ont effectué des mesures de densité racinaire en creusant une tranchée et en prélevant des échantillons à la tarière au niveau d'une parcelle d'oliviers de table âgés de 20 ans, en régime pluvial, et dont l'écartement entre les arbres est de 7×7 m. Sachant que le sol de cette parcelle est limono-sableux et profond, ces observations ont révélé que les racines étaient bien réparties jusqu'à une profondeur de 2 m et à une distance de 2 m de l'arbre. Cette étude a été étendue pour estimer la longueur totale des racines, ce dernier étant un paramètre corrélé avec la capacité des systèmes racinaires à extraire l'eau. Dans ce cas, les profils jusqu'à 1,5 m et sur un rayon de 4 m autour de l'arbre montrent une densité moyenne, pour les racines inférieures à 0,5 mm de diamètre, de l'ordre de $0,177 \text{ cm.cm}^{-3}$. La longueur totale des racines correspondantes est de 42,4 km par arbre. Dans une autre oliveraie, Palese et al. (2000) ont confirmé la relation entre la teneur en eau du sol et la croissance des racines des oliviers. Le système racinaire de jeunes oliviers non-irrigués montre une grande adaptation qui se traduit par une réponse immédiate aux changements de conditions hydriques dans la zone racinaire. De fortes précipitations, survenues pendant la période estivale, ont soudainement provoqué une augmentation de la densité racinaire dans les couches supérieures du sol. De nombreux auteurs (Fernández et al., 1992) ont indiqué que le déficit en eau peut inhiber le taux de croissance des racines et causer la mortalité des racines fines. Pour des écartements de 12 m entre les arbres, les racines couvrent tout le volume de sol de l'inter-rang (Santos et al., 2007). De point de vue physiologique, **les stomates** jouent un rôle très important dans le fonctionnement hydrique de l'arbre tel que le contrôle de la transpiration et le maintien de l'état hydrique des feuilles. De nombreuses études ont été menées sur la réponse stomatique des feuilles des oliviers à la contrainte hydrique (Chartzoulakis et al., 1999; Moriana et al., 2002). La conductance des feuilles est faible et baisse quand le potentiel foliaire diminue et le déficit de pression de vapeur (VPD) augmente. Moriana et al. (2002) ont observé, dans un verger âgé de 18 ans à Córdoba, l'effet du déficit de pression de vapeur (Vapor Pressure Deficit, VPD) sur la conductance foliaire à midi. Une conductance maximale de $240 \text{ mmol.m}^{-2}.\text{s}^{-1}$ a été ainsi enregistrée pour un potentiel foliaire à midi qui dépasse $-1,65 \text{ MPa}$ et un faible VPD (environ 1 kPa). La conductance a diminué avec la diminution du potentiel foliaire. La réponse au VPD est observée pour les feuilles dont le potentiel foliaire dépasse -4 MPa , mais en dessous de cette valeur, les feuilles sont moins sensibles au VPD. Quand le potentiel hydrique foliaire atteint -7 MPa , l'olivier bloque totalement tous les échanges gazeux (Xiloyannis et al., 1999). Cette valeur est relativement faible par rapport à celle enregistrée chez les différentes espèces fruitières Elle est comprise entre -1.5 et -2.5 MPa . Dans le même contexte, l'olivier est connu pour son **ajustement osmotique** qui induit la turgescence des cellules des feuilles ceci permet ainsi d'extraire l'eau de ses tissus et de la transférer en flux de sève. Ce mécanisme provoque une diminution nettement plus importante du potentiel foliaire par rapport à celui observé chez la plupart des autres espèces permettant à l'olivier d'établir un potentiel hydrique élevé entre les feuilles et les racines pour extraire l'eau du sol jusqu'à -2.5 MPa . En cas de stress hydrique sévère, les feuilles d'olivier peuvent ainsi libérer jusqu'à 60 % de l'eau stockée dans leurs tissus, contribuant aux besoins en transpiration (Dichio et al., 2006). Ceci est valable dans le

sens contraire où l'olivier montre une facilité à rétablir ses mécanismes photosynthétiques et à remplir ses tissus après la pluie (Angelopoulos et al., 1996). L'olivier peut aller dans sa lutte pour la survie jusqu'au ralentissement de son activité photosynthétique au dépend de la fructification et de la croissance de ses rameaux (Pierantozzi et al., 2013).

Des mécanismes biochimiques interviennent aussi pour augmenter la tolérance de la plante à la sécheresse. Les carbohydrates comme la proline sont souvent les solutés les plus accumulés dans les tissus de l'olivier en cas de déficit hydrique. Ben Ahmed et al. (2009) ont constaté qu'il existe une relation étroite entre le taux de photosynthèse net et la teneur en proline soulignant son rôle important dans le maintien de l'activité photosynthétique. En outre, la proline et les glucides agissent comme des osmolytes facilitant la rétention d'eau dans le cytoplasme et empêchant ainsi les dommages à la membrane (Sofa, 2011).

Bien que, auparavant, ces formes d'adaptation aient assuré la survie de l'olivier face aux événements extrêmes, ces arbres peuvent devenir vulnérables aux changements climatiques futurs. En effet, un gradient d'écartement entre les arbres de l'extensif à l'extrême Nord de la Tunisie et un écartement maximum de 25 m au Sud, qui était suffisant pour satisfaire les besoins de la plante en fonction du volume exploitable de sol, pourrait ne plus être adapté. Plusieurs travaux ont porté sur les changements climatiques en milieu semi-aride où l'eau est un facteur limitant (Batisani, 2010 ; Lavee et al., 1998 ; Ragab and Prudhomme, 2002) et plus particulièrement dans le bassin Méditerranée (Diffenbaugh et al., 2007 ; Giorgi and Lionello, 2008 ; Iglesias et al., 2007). En effet, cette région a été identifiée comme l'une des zones les plus réactives dans les projections climatiques établies pour le XXI^{ème} siècle (Giorgi, 2006). Selon les résultats présentés dans le rapport de l'IPCC (2018), un réchauffement caractérisé par une augmentation du nombre, de l'intensité et de l'étendue des vagues de chaleur engendre des changements du cycle hydrologique (précipitations, fonte des glaciers, déficit de pression de vapeur, ruissellement...).

Etant un pays du sud de la méditerranée qualifié de « hotspot » (Diffenbaugh et al., 2007), la Tunisie est extrêmement vulnérable aux changements climatiques. L'Institut National de Météorologie (INM) a modélisé des projections climatiques locales par une réduction d'échelle du scénario du 4^{ème} rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) en s'intéressant principalement à la température et à la précipitation. La figure I. 1 résume les résultats obtenus pour les horizons 2050 et 2100 de l'anomalie de température et de l'indice de précipitations par rapport aux années (1961-1990).

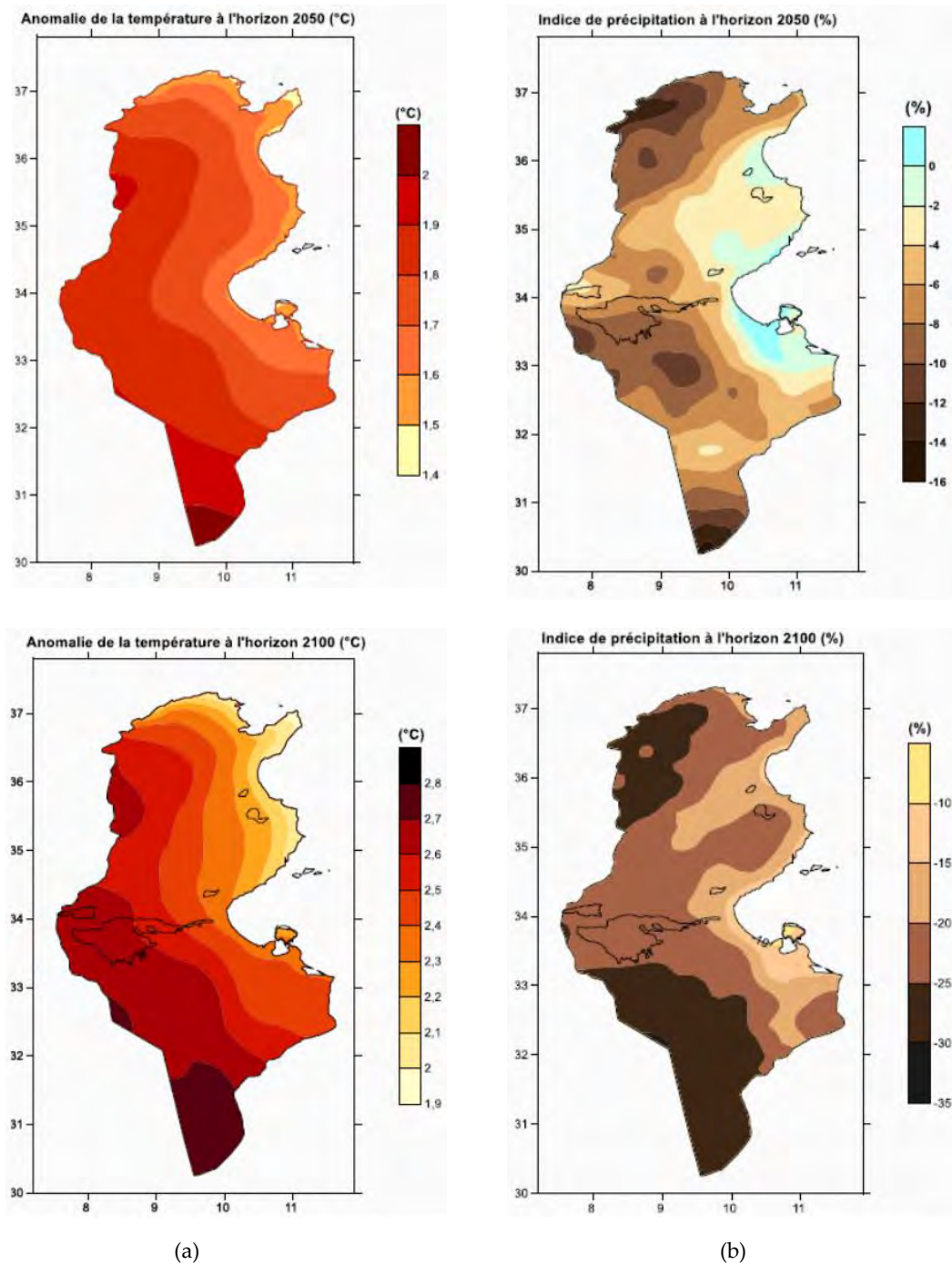


Figure I. 1: L'anomalie de la température (a) et l'indice de précipitation (i.e., qui mesure la sécheresse météorologique. Il s'agit d'un indice de probabilité qui repose seulement sur les précipitations) (b) aux horizons 2050 (en haut) et 2100 (en bas) (source: Touzi and Ben Zakour (2015))

À l'horizon de 2050, on note une baisse de précipitations qui varient entre 2 % au Sahel et 16 % plus vers l'ouest. L'indice de précipitation peut atteindre 35 % et les changements s'étendent sur l'ensemble du territoire. Cette diminution significative des moyennes de précipitations s'accompagne d'une augmentation de l'anomalie de la température jusqu'à 3 °C et touche principalement l'extrême Sud et l'intérieur du pays

(Touzi and Ben Zakour, 2015). Particulièrement, dans le cadre du projet AMETHYST, une étude s'est intéressée à la Tunisie centrale (le kairouanais) (Montginoul et al., 2018) et montre une augmentation de la température entre un minimum de 0.9 °C et un maximum de 1.3 °C à l'horizon 2030 en fonction des méthodes de calculs et des scénarios climatiques envisagés. Il en découle une augmentation significative des jours chauds de 13 à 21 jours par rapport à une moyenne de 18 jours/an sur la période allant de 1986 à 2005. Cette même étude montre une diminution des précipitations attendues à l'horizon de 2050 qui peut aller jusqu'à 10.8 %. Le nombre de jours secs a également augmenté.

Comme l'agriculture en Tunisie est majoritairement extensive, les écosystèmes conduits en pluvial sont les plus vulnérables à cette évolution climatique. Ceci est particulièrement vrai pour les oliveraies pluviales puisque leur écartement est calculé au plus juste, sur la base des pluviométries anciennes compte tenu de l'âge souvent avancé de ces plantations. Pour prévoir l'impact de ces changements climatiques sur les processus physiologiques des oliviers, une observation et une analyse de leur réponse aux sécheresses actuelles semblent être primordiales. Effectivement, en 2001 qui est une année caractérisée par une sécheresse sévère précédée par deux années de sécheresse, Gargouri et al. (2008) ont souligné, pour les oliveraies pluviales de Kairouan (au centre de la Tunisie), une diminution de la production des olives de 95 % de ce qu'elle a été en moyenne durant les 10 précédentes années. Le rendement est ainsi passé de 837 tonnes en moyenne entre 1990 et 2000 à 75 tonnes en 2001. Ceci a été confirmé par Gómez-Rico et al. (2007) qui ont montré que la production des oliviers conduits en pluvial est inférieure de 25 % à celle des arbres irrigués. Le stress hydrique affecte non seulement le rendement mais aussi la qualité des olives (Ferrer et al., 2003 ; Montanaro et al., 2018). Greven et al. (2009) ont étudié l'impact du stress hydrique à court terme sur des oliviers à Marlborough en Nouvelle-Zélande. Pour ce faire, ils ont maintenu deux arbres sans irrigation pendant 64 jours pendant l'été sec de 2000-2001 tandis que deux autres arbres voisins ont été irrigués conformément aux pratiques habituelles. Cette même étude a montré que le rendement des arbres non-irrigués était faible par rapport à celui des arbres irrigués normalement parce que le poids des fruits et du noyau avait été réduit de près de 50 % à la récolte. L'huile extraite de ces fruits avait une concentration plus faible en composés phénoliques et sa quantité était plus réduite que celle provenant des fruits des arbres irrigués.

Entre assurer la survie des oliviers dans ce contexte de changements climatiques et maximiser les rendements pour des raisons socio-économiques, différents enjeux sont donc présents :

1/ Quelle est la vulnérabilité (risque de mortalité) des oliviers non-irrigués à des sécheresses fréquentes ? L'étude de l'impact des changements climatiques en analysant les aspects de vulnérabilité à partir des observations actuelles et prédites permet d'orienter les stratégies d'adaptation.

2/ Est-il possible d'adapter le système aux conditions extrêmes à travers i/ une optimisation de l'efficacité de l'eau des oliveraies irriguées en agissant par irrigation complémentaire ; en effet, quand l'eau disponible est insuffisante pour une irrigation permanente, comme rencontré dans les milieux semi-arides, des apports ponctuels d'eau complémentaires aux pluies sont à prévoir pour réduire les fluctuations de

production et améliorer les rendements à l'hectare. Or cette technique d'irrigation est difficile à appliquer simultanément (i.e., une citerne pour chaque pied d'olivier), et nécessite une organisation rigoureuse ; par conséquent, une rationalisation du nombre d'applications en agissant au bon moment et en cas de sécheresse forte uniquement s'impose ; ii/ un changement des pratiques dans l'avenir via un renouvellement des plantations sénescentes non ou peu productives, en révisant les densités de plantations conduites en pluvial, ou par l'accroissement de la part des plantations conduites en irrigué.

Pour répondre à ces enjeux, il faut à la fois mieux comprendre le fonctionnement thermo-hydrique de l'olivier dans les conditions climatiques (notamment la température et la pluie) actuelles, mais aussi l'évolution de ce fonctionnement face aux changements climatiques prévus. Pour cela, il faut à la fois observer mais aussi simuler le bilan hydrique, le bilan énergétique, et en particulier la réponse actuelle de l'olivier à la sécheresse. Pour le présent, il faut un dispositif expérimental adapté, et pour le futur, un modèle d'échanges sol-plante-atmosphère (Soil Vegetation Atmospher Transfer model, SVAT) adapté.

Or, il se trouve que pour les deux aspects l'olivier est un système délicat à observer/simuler du fait de son éparité : le fonctionnement de ces arbres isolés est très peu documenté à cause de la complexité et la spécificité du couvert. En effet, l'olivier pluvial dispose de a/ un système racinaire très développé latéralement et verticalement dont la longueur totale, la profondeur d'enracinement total ainsi que l'efficacité d'extraction sont méconnues et très difficiles à mesurer, b/ un fonctionnement stomatique assez particulier permet de réduire les pertes en eau précocement et dès l'installation d'un stress hydrique et de transpirer à des taux inférieurs aux taux potentiels même après un apport en eau et c/ une structure complexe de la canopée avec des éléments impactant la rugosité (arbres isolés) d'une hauteur moyenne de 5 m en juxtaposition avec des surfaces importantes de sol nu qui modifient ainsi les paramètres descriptifs de la surface tels que la hauteur de déplacement et la hauteur de rugosité qui définissent le niveau aérodynamique.

Pour acquérir une bonne compréhension des processus biophysiques et des échanges dans le continuum sol-plante-atmosphère dans ce genre de couvert, il y a donc un double défi : un protocole expérimental dédié et un modèle adapté. Parmi les méthodes disponibles actuellement, dans cette étude, nous avons choisi d'estimer 1/ les termes du bilan d'énergie et leurs composantes pour comprendre les interactions entre le sol nu et la végétation et 2/ les termes du bilan hydrique clés pour le fonctionnement de la plante afin de pouvoir anticiper et suivre tout déficit hydrique. Pour cela, l'évapotranspiration à l'échelle parcellaire a été mesurée par la méthode des fluctuations turbulentes. Cette méthode a été sélectionnée pour sa précision, la pente faible du terrain et la superficie étendue des oliveraies. D'autre part, en raison d'une faible fraction de couverture de la végétation et comme on cible la réponse de l'arbre à la sécheresse, nous avons introduit des mesures ponctuelles de transpiration par flux de sève pour décrire les deux composantes de l'évapotranspiration et nous avons rajouté des mesures spécifiques au fonctionnement physiologique de l'arbre. Notamment, la résistance stomatique a été mesurée par porométrie sur une très courte période.

Cependant, la technique a une résolution spatiale très faible et requiert un nombre assez important d'échantillons pour tenir compte de la variabilité entre les feuilles.

En outre, l'olivier est souvent soumis, dans ces environnements semi-arides, à des contraintes hydriques qui peuvent être de type atmosphérique suite à un fort VPD ou édaphique en cas de conditions limitantes en eau du sol. La réponse de l'arbre se manifeste en déclenchant des mécanismes qui diffèrent suivant le type, l'intensité et la durée du stress hydrique. Pour signaler l'état hydrique critique de la plante, ces processus d'adaptation émettent des signaux d'alerte (par exemple, la fermeture stomatique engendrant l'augmentation de la température foliaire, ou les réactions photochimiques modifiant la réflectance des feuilles dans des bandes spectrales bien définies, voire l'apparition des dégâts irréversibles tels que le jaunissement, le dessèchement voire la chute des feuilles qui sont visibles à l'œil nu). Ces observations peuvent être suivies par la télédétection. Vu les larges superficies oléicoles conduites en pluvial en Tunisie, cet outil s'avère utile dans l'optique de spatialisation du stress hydrique. La télédétection peut aussi assurer le suivi du stress hydrique qui est caractérisé par sa variabilité intra-parcellaire en fonction de plusieurs facteurs et notamment la pente du terrain. Cependant, la fraction importante de sol nu dans cet écosystème complique l'étude des transferts thermo-hydriques et restreint l'applicabilité de méthodes basées sur les produits de télédétection au sein de ces oliveraies à faible indice foliaire (Leaf Area Index, LAI) et donc un faible indice de végétation (Normalized Difference Vegetation Index, NDVI). Là encore, la forte contribution du fonctionnement de larges surfaces de sol nu sec et chaud dans le signal global rend la distinction des propriétés des couronnes des arbres à feuillage peu dense difficile. Ce constat justifie le recours à la proxidtection (des capteurs placés sur un mât au-dessus du houppier). Cette méthode semble être prometteuse dans l'étude du fonctionnement photosynthétique de l'arbre et la détection précoce des manifestations du stress hydrique. L'objectif est d'agir au bon moment et avant qu'un dégât irréversible sur la plante n'ait lieu. Dans notre cas d'étude, la présence et l'intensité des contraintes hydriques ont été identifiées en se basant sur les mesures du VPD et du contenu en eau du sol ou d'une réduction de la transpiration en dessous d'une valeur maximale théorique (transpiration potentielle). À l'aide des indicateurs de proxidtection, il est possible donc d'évaluer la cohérence entre le signal mesuré à distance et l'état hydrique de l'arbre.

Tous ces résultats analysés et combinés servent dans ce travail d'observables pour caler un modèle SVAT. Ce modèle va servir à vérifier la cohérence des bilans hydrique et énergétique et leur fermeture selon différentes hypothèses. Il est aussi un outil pronostic de simulation de l'impact des changements climatiques sur le fonctionnement de l'olivier. En se basant sur les projections climatiques futures disponibles, ces modèles une fois calibrés et validés vont permettre de prédire la réponse de l'arbre aux sécheresses répétées et plus intenses. De plus, le modèle SVAT offre l'opportunité de tester des scénarios divers tels que différents écartements entre les arbres afin de définir l'espacement idéal qui concilie un volume de sol explorable par les racines suffisamment grand pour satisfaire les besoins de l'olivier et une densité de plantation assez importante pour maximiser les rendements par hectare.

Malgré la disponibilité de nombreux modèles d'échanges sol-plante-atmosphère, le problème d'éparsité se pose pour tous. Ainsi, ces modèles qui décrivent principalement les échanges verticaux sont le plus souvent peu adaptés à ce type de couverts hétérogènes. En outre, ils ne tiennent pas compte de tous les processus physiologiques complexes des oliviers et ils ont besoin de mesures in-situ pour leur calibration et leur validation. Les paramètres d'entrée caractérisant les états de surface vont être ajustés dans cette étude pour mieux représenter l'éparsité et reproduire les observations.

La présentation de la problématique et des résultats va être abordée ici et s'articulera autour de cinq chapitres.

- Le chapitre I, introductif, cerne la problématique et propose une revue sur les outils à disposition et une synthèse bibliographique des méthodes de mesure utilisées pour estimer l'évapotranspiration et ses composantes, utile pour la compréhension et la gestion du fonctionnement hydrique au sein des oliveraies (paragraphe I.2), un bilan des modèles mécanistes existants qui aident à reproduire les processus au sein de ces couverts épars (paragraphe I.3) ainsi que les techniques de suivi du stress hydrique par proxidtection (paragraphe I.4).
- Le chapitre II décrit le site d'étude situé à Nasrallah au centre de la Tunisie, le dispositif expérimental mis en place et le traitement des données collectées.
- Le chapitre III est consacré à une analyse des données collectées (cf chapitre II) l'étude des composantes du bilan hydrique et leur cohérence. Les fermetures du bilan d'énergie, du bilan hydrique ainsi que la partition de l'évapotranspiration ont été vérifiées et discutées. Une étude des composantes : évaporation et transpiration a été menée pour mieux quantifier les besoins en eau des oliviers.
- Le chapitre IV présente une évaluation des potentialités des données issues des produits de proxidtection à détecter précocement le stress hydrique déjà identifié dans le chapitre III : le Photochemical Reflectance Index dans le visible et la différence entre la température de végétation acquise dans le domaine infrarouge thermique (TIR) et la température de l'air.
- Le chapitre V présente le modèle SVAT utilisé ainsi que la comparaison entre les sorties du modèle et les observations et les résultats des chapitre III et IV. Les différentes approches abordées pour décrire l'hétérogénéité du site d'étude ont été testées en se basant sur les paramètres de surface observés afin de mieux orienter les travaux qui vont porter sur la même problématique.
- Une discussion générale des résultats de la thèse et des perspectives à envisager sera présentée par la suite.

Chapitre I : Les échanges d'eau et d'énergie aux interfaces sol-plante-atmosphère

I	Chapitre I: Les échanges d'eau et d'énergie aux interfaces sol-plante-atmosphère	9
I.1	Introduction.....	10
I.2	Une revue des méthodes expérimentales permettant l'estimation des besoins en eau de la plante	10
I.2.1	Les méthodes de mesure directe de la transpiration	10
I.2.2	La différence entre l'évapotranspiration et la transpiration.....	14
I.3	La modélisation : une alternative pour l'estimation de l'évapotranspiration et ses composantes	22
I.3.1	Les modèles mono-sources	23
I.3.2	Les modèles double-source.....	24
I.3.3	Les modèles multicouches ou multi-sources.....	27
I.3.4	Les modèles d'évapotranspiration utilisant des données de télédétection.....	27
I.4	Le suivi du stress hydrique par proxidtection	30
I.4.1	Température de surface (Infra-Rouge Thermique (IRT))	31
I.4.2	Indices de développement du couvert végétal (optique)	35
I.4.3	Indices de fonctionnement du couvert (visible)	36
I.5	Conclusion partielle et synthèse.....	38

I.1 Introduction

Pour mieux caractériser le fonctionnement hydrique des oliviers, des revues détaillées des méthodes disponibles pour estimer les bilans hydrique et énergétique ont été largement publiées (Kool et al., 2014; Rana and Katerji, 2000; Stoy et al., 2019). Dans le bassin méditerranéen, des protocoles existants, spécifiques à cette culture dominante dans ce milieu, ont été déjà cités dans la littérature. Au Sud du Portugal, une oliveraie intensive a été instrumentée pour obtenir une information précise sur la partition de l'évapotranspiration actuelle et le coefficient cultural K_c utile pour une meilleure gestion de l'irrigation. Santos et al. (2018) ont utilisé en plus des mesures climatiques standards pour l'estimation de l'ET₀ et des mesures allométriques, des estimations du flux de sève et de la température de surface. Le protocole expérimental de notre site de Nasrallah est similaire à celui de l'Agdal au Maroc (Ayyoub et al., 2017) où des mesures de transpiration par flux de sève et de l'évapotranspiration par le système d'eddy covariance coexistaient. En effet, bien que le fonctionnement du sol nu soit important dans les milieux épars, un intérêt particulier est accordé à l'estimation de la transpiration étroitement liée à la productivité des plantes et facile à mettre en place pour les ligneux. La transpiration, comparée à une transpiration potentielle théorique, est la variable qui donne une information fiable et précise sur les besoins en eau des oliviers et sur l'intensité de la contrainte hydrique. Cet intérêt est renforcé par sa grande variabilité dans l'espace et le temps (Allen et al., 2011).

I.2 Une revue des méthodes expérimentales permettant l'estimation des besoins en eau de la plante

Trois approches permettent d'estimer la transpiration pour les arbres isolés: la mesure directe, le rapport entre la transpiration et l'évapotranspiration (T/ET) et la différence entre l'évapotranspiration et l'évaporation du sol ($ET-E$).

I.2.1 Les méthodes de mesure directe de la transpiration

- **La méthode du « flux de sève »**

Malgré le fait que les méthodes telles que l'injection d'un colorant ou d'un traceur radioactif soient les moyens opérationnels les plus simples pour estimer la vitesse de la sève, leur caractère destructif rend les mesures thermiques plus appropriées pour calculer le débit de sève pour un grand nombre d'arbres et à des fines résolutions temporelles.

- **Les méthodes du bilan thermique** telles que le Stem Heat Balance (SHB) (Sakuratani, 1981) et le Trunk Heat Balance (THB) (Čermák et al., 1973) utilisent des capteurs installés autour d'une tige ou d'un tronc d'arbre comme un manchon chauffant pour les arbres de petits diamètres et des plaquettes pour les arbres de grands diamètres, respectivement (Valancogne and Nasr, 1989). Ces instruments de mesure délivrent une puissance thermique constante (P_{in}) chauffant ainsi le bois qu'ils délimitent. Il en résulte des flux de chaleur au niveau des surfaces externes : des flux par conduction vers le haut et vers le bas selon l'axe du bois (Q_V), un flux par conduction/convection vers l'air environnant (Q_r) et un flux par convection associé au débit de la sève (Q_f) (Figure I. 2).

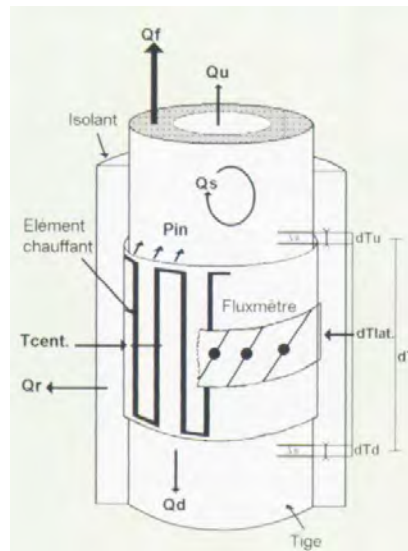


Figure I. 2: Schéma du capteur mesurant le flux de sève brute à partir du bilan de chaleur (source: (Valancogne and Nasr, 1989))

Sakuratani (1981) ont proposé de calculer le débit de sève (F) à partir de la fermeture du bilan de chaleur d'un volume de bois bien déterminé comme suit :

$$F = \frac{Q_f}{C_e * dT} \quad (\text{I. 1})$$

$$Q_f = P_{in} - Q_v - Q_r - Q_s \quad (\text{I. 2})$$

Où C_e est la chaleur spécifique de l'eau et dT est la différence de température de la sève entre la base et le sommet de l'élément chauffant.

- **Les méthodes par impulsions de chaleur** consistent à déterminer le temps que met une impulsion de chaleur, émise par une source de chaleur (une résistance chauffante), pour parvenir à deux capteurs thermiques insérés à une distance donnée de la source. Cette vitesse d'impulsion est convertible en flux de sève sous réserve d'une estimation d'un facteur de conversion unique pour chaque variété. Cette méthode est connue pour sa simplicité et sa précision. Elle a réussi à estimer correctement la transpiration pour différentes espèces ligneuses et herbacées. Plusieurs sous-méthodes découlent de ce principe : i/ la méthode de température maximale (T_{max}) (Cohen et al., 1981) où une des sondes est plus proche de la source ; cette méthode est basée sur le temps nécessaire pour que cette sonde atteigne sa température maximale ; la deuxième sonde est suffisamment loin de la source pour être affectée par sa température et sert de référence pour compenser les variations diurnes de température du bois ; ii/la méthode de Compensated Heat-Pulse Velocity (CHPV) (Green et al., 2003) : afin de corriger la conduction thermique, les deux sondes sont équidistantes de la source et le flux de sève dépend du temps que mettent ces deux sondes pour devenir isothermes ; iii/la Heat Ratio Method (HRM) (Burgess et al., 2001) utilise le même dispositif que la CHPV mais se base sur le rapport entre les températures moyennes enregistrées au-dessus et au-dessous de la source ; cette approche a pour avantage de mesurer des flux nocturnes même s'ils sont les plus faibles.

- **Les méthodes à chauffage constant**, comme leur nom l'indique, sont utilisées pour quantifier la dissipation de la chaleur émise à puissance constante. La mesure du débit de flux de sève est acquise suivant deux techniques thermoélectriques :
 - La méthode de GRANIER (Granier, 1985) suppose que la densité de flux de sève est fonction de la différence de température entre celle d'une sonde chauffée à puissance constante et celle du bois non-chauffé mesurée à l'aide d'une sonde de référence (Figure I. 3). Cet écart de température est maximal quand le flux est nul et diminue avec l'augmentation du flux.

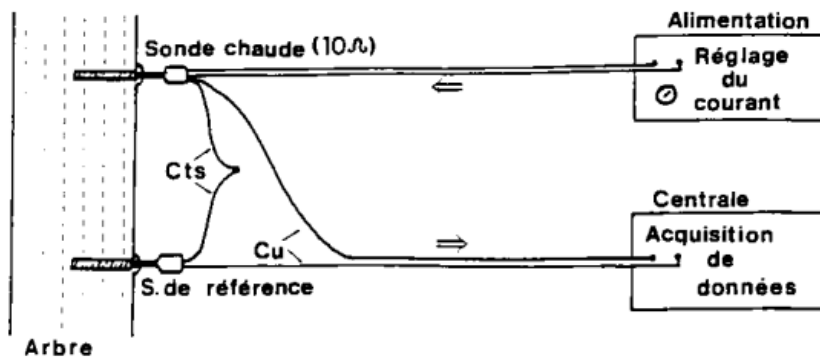


Figure I. 3 : Dispositif de mesure du flux de sève (source:(Cabibel et al., 1991))

En comparaison avec les méthodes d'impulsions de chaleur, la particularité de cette méthode est que la source de chaleur et la mesure sont combinées sur la même sonde ce qui minimise l'incertitude sur la distance entre la sonde et la source et simplifie le protocole expérimental. En plus, cette méthode est particulièrement adaptée aux arbres.

- la méthode Heat Field Deformation (HFD) (Čermák et al., 2004) caractérise la déformation non seulement suivant la hauteur du tronc mais aussi selon la radiale du champ thermique autour de la source. Ce champ est tracé en mesurant la différence de température axialement et tangentiellment. La vue de face du champ thermique ressemble à une ellipse symétrique (en raison de différentes conductivités thermiques du tronc dans les directions axiale et tangentielle en absence de flux). Cet ellipsoïde devient déformée et s'étire progressivement en conditions de flux croissant puisque le tronc est ainsi considéré comme un milieu complexe constitué de xylème, d'eau et d'air. En utilisant la méthode HFD, le flux de sève est calculé à partir du rapport des gradients de température autour de la source dans les directions axiale et tangentielle.

- **Les chambres d'assimilation et de transpiration**

Contrairement aux méthodes citées précédemment et qui nécessitent des paramètres empiriques pour estimer la transpiration tels que la surface de bois d'aubier, cette méthode décrite par Daudet et al. (1987) est appréciée pour sa mesure directe de la transpiration. Le principe se base sur l'utilisation d'une enceinte transparente et suffisamment grande pour contenir l'échantillon choisi. Pour contrôler le microclimat dans ce volume, deux types de circuits d'air ont été proposés : 1) un circuit fermé où l'air

de la chambre est recyclé et la mesure est ainsi obtenue en étudiant la vitesse d'augmentation du H₂O et de diminution du CO₂. Cette technique est réservée aux mesures temporelles ponctuelles 2) un circuit ouvert où l'air traverse la chambre avec un débit suffisant pour minimiser les effets de serre et le calcul des échanges gazeux suppose que les différences de concentration en CO₂ et H₂O ainsi que le débit de l'air qui circule sont connus. Cependant, la chambre modifie les conditions du microclimat et perturbe la mesure. Pour réduire cet effet, pour les chambres statiques, les mesures doivent être les plus courtes possibles et pour les chambres dynamiques les mesures doivent être sous des conditions strictement contrôlées et représentatives des conditions atmosphériques externes.

- **La relation biomasse/transpiration**

Une relation linéaire entre le rendement total relatif et la transpiration accumulée a été largement établie (Martínez-Ballesta et al., 2008 ; Shani and Dudley, 2001). Initialement, elle a souvent été utilisée pour déterminer le rendement à partir de la transpiration mesurée, estimée ou calculée. Ce même lien a été investigué dans le sens inverse pour déduire la transpiration à partir des mesures actuelles d'accumulation de la biomasse (Ben-Gal et al., 2003 ; Zegada-Lizarazu and Berliner, 2011).

Le tableau I. 1 résume les méthodes de mesures directes de la transpiration.

Tableau I. 1 : Tableau comparatif des méthodes de mesures de la transpiration

Méthodes			Avantages	Inconvénients	Echelle
Flux de sève	Bilan de chaleur	Dans le tronc (THB)	-développé pour les grands arbres et mesure directement la densité de flux - connu pour son potentiel de partition de l'évapotranspiration dans les forêts et les vergers	Peu d'études de partition utilisant cette méthode	Arbre/ plante
		dans la tige (SHB)	-n'est pas destructive -sans calibration -largement utilisée	Mesure seulement les tiges ayant moins de 12 cm de diamètre pour éviter le stockage de chaleur	
	Méthodes d'impulsions de chaleur (TMAX,CHPV, HRM)		- instrument simple et peu coûteux -faible puissance électrique	-son caractère ponctuel dans le tronc -imprécision en condition de transpiration faible	
	Méthode à chauffage constant	Méthode de GRANIER	- simplicité de mise en œuvre -faible coût -résultat fiable pour le fonctionnement hydrique de l'arbre ainsi que celui du peuplement forestier	- on doit connaître la section du bois d'aubier	
		Méthode HFD	-méthode précise - parmi les plus utilisées	- basée sur une diffusivité thermique empirique	
Chambre			-méthode précise-convenable pour la mesure de T	-très chère -microclimat peu représentatif de la réalité - pas adaptée pour les arbres	allant des petites plantes au couvert complet
La relation entre la biomasse et la transpiration			-simple et précise - La robustesse connue du rapport entre la biomasse et T quels que soit le stade végétatif, les conditions climatiques et le niveau de stress des plantes	-n'est pas convenable pour les petits pas de temps - destructive -pas adaptée pour les arbres adultes	plante

I.2.2 La différence entre l'évapotranspiration et la transpiration

- **Les méthodes de mesure de l'évaporation**
- **Micro-lysimètre**

Le micro-lysimètre a été décrit par Boast and Robertson (1982). C'est un cylindre enfoncé dans le sol pour extraire un échantillon de sol le moins remanié. Ce cylindre de sol doit être pesé, couvert en dessous avec de la cire, remis dans le sol puis repesé après 24 h. Cette différence de masse est égale à l'évaporation.

- Lysimètre

C'est une cuve à parois verticales d'une épaisseur variable remplie de sol tout en maintenant autant que possible des conditions de sol et de végétations similaires à celles du milieu environnant. Ce dispositif permet de suivre les mouvements préférentiels de l'eau et de calculer le bilan hydrique. Il comporte un système de drainage favorisant l'écoulement de l'eau en excès et assurant la mesure du volume drainé. La variation journalière de la masse de cette cuve fermée est ainsi due uniquement à la variation du stock d'eau. L'évapotranspiration réelle d'une culture, avec une résolution qui peut atteindre 0.01mm, peut être déduite une fois les données de précipitations disponibles (Bausch and Bernard, 1992).

Toutefois, l'erreur sur la mesure d'évaporation acquise à l'aide d'un lysimètre est importante surtout pour les régions semi-arides où l'impact des conditions climatiques extrêmes, telles qu'une hausse de température importante en été sur la température des parois métalliques du lysimètre, est significatif et peut affecter le flux de chaleur sensible de la végétation à l'intérieur du lysimètre. En plus, si ces parois dépassent le niveau du sol, le vent peut être atténué et la végétation reçoit un surplus de rayonnement réfléchi par les parois modifiant ainsi le microclimat au sein du cylindre.

- Méthode par mesure de la teneur en eau et par tensiométrie

Les tensiomètres permettent de mesurer le potentiel hydrique du sol ψ_s en insérant une bougie poreuse saturée en eau dans le sol. Un circuit hydraulique étanche relie ces bougies à un manomètre. Le transfert d'eau entre les bougies et le sol par succion provoque une chute de pression hydrostatique au niveau du circuit hydraulique qui va être mesurée.

Une fois le potentiel hydrique est déterminé pour différentes profondeurs, la variation de stock d'eau dans le sol peut être déduite à partir du profil de mesures de la teneur en eau (humidité/profondeur). Cette relation est obtenue, par exemple, par la gravimétrie (Baran, 2005), la méthode de l'humidimètre neutronique (Moutonnet, 1969), des sondes capacitives (Gaudu et al., 1993) ou la méthode du Time domain reflectometry (TDR) (Leroi et al., 1994).

L'information extraite, à partir des deux courbes de profil de teneur en eau et le profil de tension capillaire, aide à déterminer le plan de flux nul au-dessous duquel toute la quantité d'eau s'infiltrer et au-dessus duquel toutes les variations de teneur en eau peuvent être interprétées comme de l'évaporation. Les profondeurs atteintes par le flux évaporatoire et l'évaporation journalière sont ainsi obtenues.

- Impulsions de la chaleur dans le sol (SHP : Soil Heat Pulse)

L'évaporation peut être déterminée, à travers les sondes d'impulsions de chaleur, en bouclant le bilan d'énergie entre deux points de mesures à profondeurs différentes pour une même couche de sol pour évaluer les flux de chaleur entrants et sortants du sol ainsi que la chaleur stockée. L'énergie, qui ne peut être expliquée ni par la variation du flux de chaleur dans le sol ni par le stockage de chaleur, est attribuée au flux de chaleur latente.

Le tableau I. 2 montre les avantages et les inconvénients des méthodes de mesure de l'évaporation du sol nu.

Tableau I. 2 : Tableau comparatif des méthodes de mesure de l'évaporation

Méthodes	Avantages	Inconvénients	Echelle
Lysimètre	-usage répandu - simple -bon résultat pour un sol relativement humide	- prend du temps - le contact entre sol en place et celui du lysimètre n'est pas parfait - ne mesure pas les flux de l'eau dans les couches superficielles du sol	Local (< au m ²)
Impulsion de chaleur dans le sol (SHP)	-une mesure continue dans le temps du profil de l'évaporation en fonction de la profondeur -permet de piloter l'évaporation au long des longues périodes sèches	- ne peut pas mesurer l'évaporation aux conditions potentielles	Local (m ²)
Chambre	-portable -mesure directe	-compliquée -très chère	Local (inférieur au m ²)
La tensiométrie Combinée avec la gravimétrie	- très utilisée -protocole d'installation et de mesure facile -très précise	-prend du temps -la gamme de potentiel qu'un tensiomètre permet de mesurer est limitée ($\psi_s < 0.09\text{MPa}$)	Local (m ²)

• **Les méthodes de mesure de l'évapotranspiration**

- **La méthode de fluctuations turbulentes (EC pour Eddy covariance)**

Au cours des dernières décennies, des travaux sur les méthodes de mesure des écoulements turbulents ont abouti à cette méthode basée sur les équations de la turbulence dans la couche limite. À la fois fiable et opérationnelle, la technique est considérée comme la méthode de référence de mesure des flux de chaleur sensible et de chaleur latente ainsi que le flux de carbone (Baldocchi, 2003). La densité de flux verticale moyenne (F_x) d'une quantité physique (la température de l'air, la vapeur d'eau ou la concentration en CO₂), exprimée par unité de temps et de surface, est une fonction de la covariance entre la vitesse verticale et la concentration de cette quantité.

$$F_x \approx wX \tag{I. 3}$$

En utilisant la décomposition de Reynolds ($W = \bar{w} + w'$ et $X = \bar{X} + X'$), le flux moyen (\bar{F}) peut être obtenu par approximation en utilisant la formule suivante :

$$\bar{F}_x \approx \overline{WX} = \overline{(\bar{w} + w')(\bar{X} + X')} \tag{I. 4}$$

Le développement de cette expression, sachant que $\overline{X'} = \bar{X}$, l'équation (I. 4) est exprimée comme suit :

$$\bar{F}_x \approx \bar{w} \cdot \bar{X} + \overline{w'X'} \tag{I. 5}$$

En plus, pour un écoulement horizontal homogène dans la couche limite de l'atmosphère, la moyenne des fluctuations verticales de la vitesse du vent est nulle ($\bar{w} = 0$). La densité du flux obtenu au final est ainsi égale à :

$$\bar{F}_x \approx \overline{w'X'} \quad (\text{I. 6})$$

Le flux de carbone et les flux turbulents d'eau sont déterminés ainsi :

$$H = \rho * Cp * \sigma_{WT} \quad (\text{I. 7})$$

$$ET = \lambda \frac{\rho}{m_a} \sigma_{Wq} \quad (\text{I. 8})$$

$$F_c = \frac{\rho}{m_a} \sigma_{Wc} \quad (\text{I. 9})$$

Où ρ est la masse volumique de l'air; m_a est la masse molaire de l'air, Cp est la capacité de chaleur spécifique de l'air à pression constante; λ est la chaleur latente de vaporisation; $\sigma_{WT} = \overline{w'T'}$ est la covariance entre la vitesse verticale du vent et la température de l'air; $\sigma_{Wq} = \overline{w'q'}$: La covariance entre la vitesse verticale du vent et l'humidité spécifique de l'air; $\sigma_{Wc} = \overline{w'c'}$ est la covariance entre la vitesse verticale du vent et le rapport de mélange du CO₂.

Cette méthode exige une fréquence d'échantillonnage assez élevée (20 Hz) pour tenir compte des tourbillons à hautes fréquences et une intégration du signal sur un intervalle de temps assez grand pour tenir compte des composantes à basses fréquences (Guyot, 1999). Malgré les contraintes liées aux hypothèses de stationnarité, la calibration des capteurs, le post-processing assez complexe et la variation du footprint, cette méthode est satisfaisante sur une large gamme d'échelles temporelles (Er-Raki et al., 2009; Williams et al., 2004).

- La scintillométrie

Cette méthode est particulièrement adaptée aux grandes échelles spatiales et aux surfaces hétérogènes (Brunsell et al., 2011). Elle repose sur l'analyse des fluctuations d'intensité que subit un rayonnement électromagnétique le long d'un trajet, qui peut atteindre 5 Km pour les scintillomètres à grande ouverture (LAS pour Large Aperture Scintillometer), entre un émetteur et un récepteur. Ces fluctuations (scintillations) sont liées à la turbulence et dépendent des variations de l'indice de réfraction de l'air au sein du milieu. L'indice de réfraction varie en fonction de la température de l'air, l'humidité relative et la pression atmosphérique.

Les scintillomètres fournissent une mesure du paramètre de structure pour l'indice de réfraction de l'air nécessaire pour estimer le flux de chaleur sensible. Le flux de chaleur latente est calculé comme étant le terme résiduel du bilan d'énergie (Ezzahar, 2007). Une estimation de l'énergie disponible à travers le trajet est ainsi nécessaire.

- La méthode du rapport de Bowen

Le rapport de Bowen est le rapport du flux de chaleur sensible et du flux de chaleur latente et suppose que les diffusivités turbulentes pour les transferts de vapeur et de chaleur sont identiques. Il peut être déduit de la différence des mesures de la température et du déficit de pression de vapeur à deux hauteurs différentes au-dessus de la surface du sol.

$$\beta = \frac{H}{\lambda LE} = \gamma \frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1} \quad (\text{I. 10})$$

Où β est le rapport de Bowen ; H est le flux de chaleur sensible ; λLE est le flux de chaleur latente ; γ est la constante psychrométrique et $T_2 - T_1$ et $e_2 - e_1$ sont les différences des températures ambiantes et des pressions de vapeur entre deux hauteurs, respectivement.

Nous pouvons ainsi déduire l'évapotranspiration à partir du bilan d'énergie :

$$\lambda LE = \frac{Rn - G}{1 + \beta}$$

Où Rn est le rayonnement net et G est le flux de chaleur dans le sol.

- La méthode aérodynamique

Cette méthode, selon (Guyot, 1999), est basée sur les profils moyens dans la partie de la couche limite dans laquelle les flux verticaux peuvent être considérés comme constants. Elle consiste à mesurer la vitesse du vent, la température, l'humidité de l'air à deux niveaux et déduire les coefficients d'échange. Les flux de chaleur et de quantité de mouvement sont donnés par :

$$\Phi_m = \rho * u^{*2} \quad (\text{I. 11})$$

Où Φ_m est la densité de flux de la quantité du mouvement ; ρ est la densité de l'air ; u^* : la vitesse du frottement.

$$H = -\rho * C_p * u^* * T^* \quad (\text{I. 12})$$

Où H est le flux de chaleur sensible ; C_p est la chaleur massique spécifique ; T^* est la température d'échelle.

Pour estimer les densités de flux, il faut déterminer u^* et T^* à un niveau z_m correspondant à la moyenne géométrique des niveaux de mesures z_1 et z_2 tel que :

$$z_m = \sqrt{z_1 * z_2} \quad (\text{I. 13})$$

Les expressions de u^* et T^* en fonction des gradients verticaux sont :

$$u^*(z_m) = \left[\frac{k * z}{\phi_m \left(\frac{z}{L} \right)} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right]_{z_m} \quad (\text{I. 14})$$

Où k est la constante de Von Karman ; \bar{u} est la valeur moyenne des composantes horizontales du vent ; $\phi_m \left(\frac{z}{L} \right)$ est le cisaillement adimensionnel du vent.

$$T^*(z_m) = \left[\frac{k * z}{\phi_h \left(\frac{z}{L} \right)} \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \right]_{z_m} \quad (\text{I. 15})$$

La combinaison de ces formules donne :

$$\Phi_m = \rho \left[\frac{k * z_m (\bar{u}_2 - \bar{u}_1)}{\phi_m \left(\frac{z_m}{L} \right) * \ln \left(\frac{z_2}{z_1} \right)} \right]^2 \quad (\text{I. 16})$$

$$H = -\rho * C_p * \frac{k * z_m * (\bar{u}_2 - \bar{u}_1) * (\bar{T}_2 - \bar{T}_1)}{\phi_m \left(\frac{z_m}{L}\right) * \phi_h \left(\frac{z_m}{L}\right) * \left(\ln \frac{z_2}{z_1}\right)^2} \quad (I. 17)$$

Où $\phi_h \left(\frac{z_m}{L}\right)$ est le gradient adimensionnel de température ; \bar{T}_2 est la valeur moyenne de température de l'air

La connaissance du flux de chaleur sensible permet donc de déterminer facilement le flux de chaleur latente.

- L'isotopie

Cette technique est basée sur la différence de signature isotopique déterminée à partir d'une analyse des isotopes stables légers et lourds de la vapeur d'eau. Le fractionnement isotopique, dans le cycle de l'eau, a lieu suite aux changements de phase liquide-gaz. L'eau évaporée du sol est ainsi appauvrie en isotopes lourds alors que l'eau transpirée à partir des surfaces foliaires est isotopiquement similaire à celle qui est absorbée par les racines de la plante (Wang and Yakir, 1995). La partition de l'évapotranspiration fait appel à la méthode du 'keeling plot' (Keeling, 1958). En se basant sur l'équation d'équilibre de mélange de masse, cette technique établit une relation entre les signatures isotopiques à l'inverse de la concentration de vapeur d'eau dans l'atmosphère.

$$\delta_{ebl} = C_{pbl}(\delta_{pbl} - \delta_{ET}) \left(\frac{1}{C_{ebl}}\right) + \delta_{ET} \quad (I. 18)$$

Où C_{pbl} et C_{ebl} sont, respectivement, les concentrations de la vapeur d'eau dans la couche limite de l'atmosphère et dans la couche limite turbulente ; δ_{pbl} et δ_{ebl} sont, respectivement, le rapport des isotopes de vapeur d'eau dans la couche limite de l'atmosphère et dans la couche limite turbulente ; δ_{ET} est le rapport des isotopes de l'évapotranspiration.

À partir de cette régression linéaire, la contribution isotopique de l'évapotranspiration est déduite comme étant l'intersection de cette droite avec l'axe des ordonnées.

La fraction de la transpiration qui contribue au flux total (ET) est :

$$F_T = \frac{\delta_{ET} - \delta_E}{\delta_T - \delta_E} \quad (I. 19)$$

Où δ_E et δ_T sont les compositions isotopiques de l'eau évaporée et transpirée respectivement.

La technique d'échantillonnage classiquement utilisée pour estimer ces compositions isotopiques est la méthode de piégeage cryogénique (Ehleringer et al., 2000). L'air est aspiré à l'aide d'une pompe, collecté dans un tube et immergé dans de l'azote liquide ou dans la glace sèche de mélange alcoolisé pour geler la vapeur. Les échantillons sont ensuite analysés à l'aide d'un spectromètre.

Bien que cette méthode soit coûteuse, laborieuse avec une résolution temporelle faible, elle a néanmoins été appliquée dans de nombreuses études (Yepez et al., 2003). Notamment, Williams et al. (2004) et Zhang et al. (2011) l'ont testée pour étudier la partition de l'évapotranspiration d'une oliveraie au Maroc et d'un champ de blé, respectivement, et les deux études ont atteint des résultats satisfaisants. Pour pallier au

caractère ponctuel de la méthode, des techniques alternatives de mesure en continu de la contribution isotopique ont été détaillées par Griffis (2013). D'autre part, la revue de Rothfuss et al. (2010) discute les limites de la méthode (la nécessité d'une méthode de validation supplémentaire, un minimum d'évaporation de 10 % requis, une échelle spatiale importante...) et les incertitudes découlant des hypothèses de la mesure.

Toutes les méthodes citées ci-dessus sont récapitulées dans le tableau I. 3.

Tableau I. 3 : Tableau comparatif des méthodes de mesures de l'évapotranspiration

Méthodes		Avantages	Inconvénients	Echelle
Partition de ET basée sur la corrélation CO ₂ -H ₂ O		-simple	Nécessite mesures de fluctuations de H ₂ O et de CO ₂	Champ (ha)
La méthode aérodynamique		-simple -facile	-plusieurs hypothèses -formule semi-empirique -incertitude importante	À l'échelle de la parcelle
Micro-rapport de Bowen et bilan d'énergie (M-BREB)		-mesure continue représentant de grandes superficies -convenable pour la mesure de E sous maïs et vignoble	-nécessite des tests et des adaptations sous changement climatiques -hypothèses contraignantes	À l'échelle de la parcelle (m ²)
Méthode des fluctuations turbulentes (EC)		-mesure continue -grande superficie -largement adoptée	-coûteuse -exige des surfaces homogènes sans perturbation entre la hauteur de l'instrument et la surface	À l'échelle du champ (ha)
Lysimètre		-Bonne résolution -enregistrement continu de l'ETR -mesures fines à des échelles de temps de l'heure à la journée -estime tous les termes de bilan d'énergie	- prend du temps - le contact entre sol en place et celui du lysimètre n'est pas parfait - ne mesure pas les flux de l'eau dans les couches superficielles du sol	Local (>m ²)
Le bilan hydrique	Méthode gravimétrique	- Méthode de référence qui permet de caler d'autres méthodes		-longue -destructive
	L'humidimètre neutronique+ tensiomètre	-bien adaptée pour suivre avec précision le bilan hydrique pour des périodes assez longues	-étalonnage délicat -pas de mesure au-delà de 20cm de la surface du sol -faible résolution spatiale -drainage profond non pris en compte	local
	La réflectométrie dans le domaine temporel(TDR)	-simple -une incertitude < à 2 % -bonne résolution spatiale et temporelle -la composition du sol et la salinité n'ont presque pas d'effets sur la mesure	-la fréquence de l'onde doit être < à 1 GHz	Local (<< au m ²)
La scintillométrie		- Très larges superficies - peu de maintenance	- Nécessite l'estimation des autres termes du bilan - surface plane	>Km ²
Isotopes		-grande superficie	-très chère, complexe lourde à mettre en œuvre -temps de résolution élevé -adaptée aux zones sèches d'évaporation importante	Champ (ha)

I.3 La modélisation : une alternative pour l'estimation de l'évapotranspiration et ses composantes

Une quantification précise de l'évapotranspiration et ses composantes peut être obtenue en utilisant une des méthodes citées précédemment voire même en combinant plusieurs d'entre elles. Cependant, ces méthodes sont en général consommatrices en temps et en argent, complexes, ayant des incertitudes élevées et sont le plus souvent applicables pour de faibles échelles spatiales et temporelles (voir tableau I.3). L'alternative est un modèle numérique contraint par la disponibilité en eau qui reproduit le fonctionnement des arbres et permet de tester la vulnérabilité de ces systèmes aux conditions extrêmes futures. Les auteurs ont donc été motivés pour développer, à partir d'une modélisation mathématique et de données météorologiques, des modèles d'échanges sol-plante-atmosphère (Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer model ou SVAT) qui permettent d'évaluer, en continu et pour des échelles différentes, non seulement la partition de l'évapotranspiration mais aussi l'ensemble des flux d'eau et d'énergie. Ces modèles tiennent compte numériquement des processus ayant lieu dans le continuum sol-plante-atmosphère. Initialement, Manabe et al. (1969) ont développé un modèle de fonctionnement des surfaces continentales (LSM pour Land Surface Model) afin de le coupler avec des modèles de climat ou de circulation générale. Les modèles de première génération, en conditions de faible puissance de calcul des machines, sont très simples et se fondent sur d'importantes approximations.

Depuis, l'intérêt porté à la modélisation des processus hydrologiques n'a cessé de s'accroître afin de gérer les ressources naturelles à l'échelle du globe, d'avoir des prévisions météorologiques fiables et de prévoir l'impact des changements climatiques sur le fonctionnement des surfaces continentales. Actuellement, les modèles se sont spécialisés suivant le contexte d'application, se sont complexifiés et visent de plus en plus à reproduire de façon la plus déterministe/mécaniste possible les échanges entre la végétation, le sol et l'atmosphère, en tenant compte de tous les phénomènes physiques et biologiques depuis le système racinaire jusqu'aux feuilles. Les pas de temps adéquats pour la résolution du bilan d'énergie et principalement l'estimation du terme d'évapotranspiration sont d'ordre semi-horaire ou horaire pour la résolution temporelle (Deardorff, 1978) et d'ordre local (m^2) ou étendu (Km^2) pour la résolution spatiale (Sellers et al., 1996).

Nous pouvons classer, dans ce paragraphe, les modèles proposés suivant le niveau de discrétisation (et donc la complexité) de leur module interface. Pour déterminer les transferts de chaleur et d'humidité dans le sol, le module sol dans ces modèles peut être traité selon trois cas de figure allant du conceptuel au physique ou encore mécaniste (Boulet et al., 1999) et se différencie par le nombre de nœuds de calcul des profils vericaux :

1/ la représentation mono-réservoir suppose une teneur en eau homogène. La profondeur du réservoir correspond à la profondeur d'enracinement de la végétation (d_r). L'évolution du contenu en eau (w_g) est exprimée comme suit :

$$\frac{\partial w_g}{\partial t} = \frac{1}{d_r} (P - E - R - I) \quad (\text{I. 20})$$

Où P est la pluie, E est l'évaporation, R est le ruissellement, I est l'infiltration.

2/ pour une représentation plus réaliste des échanges d'eau et de chaleur dans le sol, l'ajout d'une deuxième couche tampon de surface a été proposé par Deardorff (1978), d'où la représentation à deux réservoirs dite Force-Restore. Cette approche dissocie une couche superficielle et un réservoir profond en tenant compte de tous les flux entrants et sortants pour chaque couche ainsi que l'extraction racinaire dans le réservoir profond.

3/ la représentation diffusive discrétise la colonne du sol en plusieurs horizons. Les équations de chaleur et de masse étant appliquées pour chaque couche sont le plus souvent dérivées de l'équation de Richards (1931). L'extraction de l'eau par les racines est un terme de puit de l'équation du transfert de masse.

Toutes les combinaisons entre les représentations du module interface et celles du module sol sont possibles (Figure I. 4).

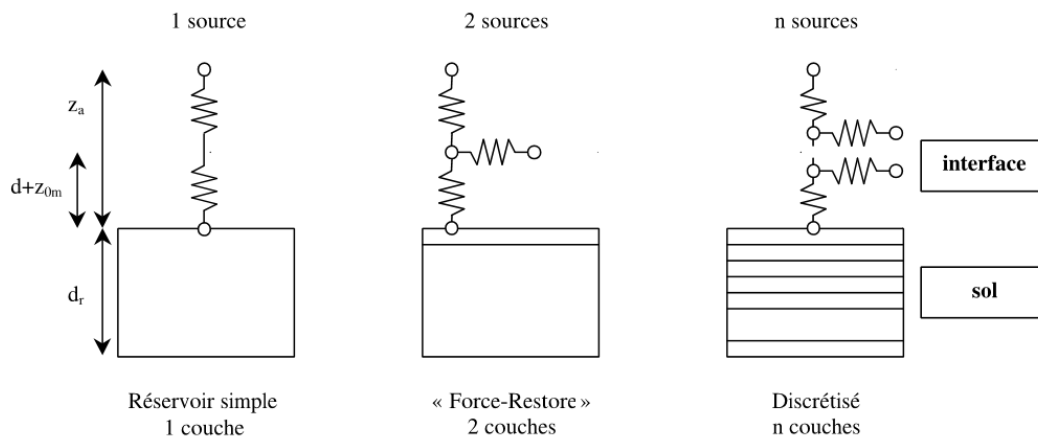


Figure I. 4 : La classification des modèles SVAT selon la complexité de leurs schémas d'analogie aux résistances électriques (interface plante-atmosphère) et leurs modules du sol (source: (Boulet, 1999)); d_r est la profondeur du réservoir; d est la hauteur de déplacement ; z_{0m} est la hauteur de rugosité et z_a est la hauteur de référence

I.3.1 Les modèles mono-sources

Les modèles mono-sources, souvent appelés «big-leaf», sont basés sur l'approche proposée par Monteith (1965). On suppose que deux résistances en série sont suffisantes pour représenter le flux de chaleur latente : une à la surface liée au fonctionnement du sol nu ou de la végétation et une résistance aérodynamique au niveau aérodynamique (d (la hauteur de déplacement) + z_{0m} (la hauteur de rugosité)) qui régit l'échange entre la surface et l'atmosphère (Figure I. 4). Par analogie électrique ($i = \frac{U}{R}$; où u est la tension, i est l'intensité et R est la résistance) les équations des flux de chaleur latente et de flux de chaleur sensible s'écrivent comme suit:

$$LE = \frac{\rho_a c_p (h_u e_{sat}(T_s) - e_a)}{\gamma (r_a + r_s)} \quad (I. 21)$$

$$H = \frac{\rho_a c_p (T_0 - T_a)}{r_a} \quad (I. 22)$$

Où ρ_a est la densité de l'air ; c_p est la chaleur spécifique de l'air à pression constante; γ est la constante psychrométrique; r_a est la résistance aérodynamique; r_s est la résistance de surface; $e_{sat}(T_s)$ est la pression de vapeur saturante à la température de surface (T_s); e_a la pression de vapeur à hauteur de référence; $h_u e_{sat}(T_s)$ est la pression de vapeur à la surface.

Tandis que la valeur de l'efficacité évaporative h_u est fixée à 1 pour la végétation car on suppose que la cavité stomatique est saturée, h_u varie en fonction de l'humidité de surface dans le cas d'un sol nu, et plusieurs formulations ont été proposées dans la littérature (Mahfouf et al., 1991).

À des échelles plus larges, pour les végétations moins denses et les mosaïques de paysages, l'approche « big cavity » de (Bastiaanssen, 1995), qui combine les deux concepts « big leaf » et « big pore » et qui consiste à agréger les variables d'état de façon à ce qu'elles soient représentatives de ce qui se passe au niveau de la surface, a été développée. Un seul bilan d'énergie est ainsi à résoudre quel que soit le nombre des composantes de la surface;

Dans la littérature, la plupart des résultats montrent que, malgré la simplicité de leur architecture, le nombre d'entrées limitées qu'ils utilisent et leur application assez facile, ces modèles sont plutôt adaptés aux couverts denses et homogènes puisqu'ils considèrent la surface du sol comme une couche uniforme, et ne prennent en compte que les échanges d'énergie et de masse entre cette couche sol-végétation et l'atmosphère. En plus, ces modèles ne permettent pas de distinguer l'évaporation du sol de la transpiration du couvert.

I.3.2 Les modèles double-source

Compte tenu des contributions des différentes composantes (sol/végétation) dans les flux d'énergie totaux, les modèles d'évapotranspiration à double source ont été proposés pour décrire plus précisément les transferts d'eau et de chaleur au sein des canopées éparées ou hétérogènes. Le terme "double source" renseigne sur les flux provenant du couvert végétal et du sol nu. En se basant sur les différentes méthodes de partition de l'énergie et les différents agencements des résistances, les modèles SVAT double source peuvent être subdivisés en trois catégories : le modèle couplé ou série, le modèle découplé ou parallèle et le modèle mixte.

- **Le modèle couplé ou série**

Les modèles série également connu sous le nom de modèle couplé repose sur le fait que chaque source de flux d'eau et de chaleur est superposée et couplée, comme le modèle double-source de Shuttleworth et Wallace (le modèle S-W) (Shuttleworth and Wallace, 1985). Ce modèle considère la surface comme étant deux couches (une de sol et une de végétation) différentes mais en interaction. Le rayonnement solaire incident arrive ainsi en premier lieu sur la couche de végétation, puis pénètre à travers la canopée jusqu'à la surface du sol. La quantité de rayonnement intercepté par la végétation est généralement calculée à l'aide de la loi de Beer-Lambert (Figure I. 5).

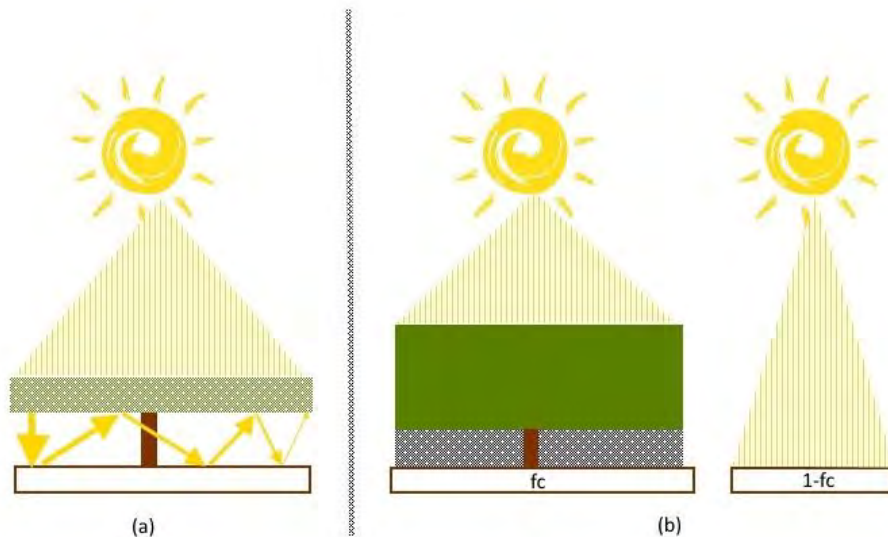


Figure I. 5 : Comparaison des transferts dans les modèles couplés (a) et découplés (b)

Dans un tel modèle, les flux d'énergie provenant du sol traverseront d'abord la canopée et interagiront avec elle et non directement avec l'atmosphère.

Le modèle S-W a été largement utilisé pour estimer l'évapotranspiration sur une large gamme de couverts végétaux. Notamment, Ortega-Farias et al. (2010) l'ont appliqué avec succès pour évaluer l'évapotranspiration d'un vignoble conduit en irriguée par goutte-à-goutte au Chili. Zhang et al. (2008) ont aussi rapporté une bonne performance du S-W model appliqué à un vignoble au Nord-West de la Chine. Les travaux de Hu et al. (2008) sur quatre sites de prairie ont donné une marge d'erreur d'estimation de l'évapotranspiration par le modèle de S-W admissible. Par ailleurs, dans le cadre du projet (African Monsoon Multidisciplinary Analysis, AMMA), la modélisation de l'évapotranspiration des savannes ou des jachères africaines a été faite à travers le modèle (Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer Model, SISPAT), décrit par Braud et al. (1995), et un modèle de Suivi de l'Etat Hydrique des Sols, (SEtHyS), développé par Coudert et al. (2006) et adapté par (Saux-Picart et al., 2009) en insérant une couche supplémentaire de végétation (le modèle SEtHyS_Savannah).

- **Le modèle découplé ou parallèle**

Dans le cas de mosaïques paysagères et de couvert épars, l'interaction entre les différents «patch²» peut souvent être ignorée, en particulier lorsque la distance entre les surfaces couvertes de végétation est importante. Dans un modèle découplé, la surface d'intérêt est divisée en autant de mailles élémentaires que de types de culture. Les mailles sont traitées séparément et parallèlement sans aucune interaction entre elles dans le modèle. Cette méthode se base sur l'hypothèse de l'homogénéité des conditions aux limites dans le sol et dans l'atmosphère. Chaque patch reçoit la même quantité de rayonnement (les rayonnements solaire et atmosphérique incidents totaux) et agit indépendamment des autres «patch» (donc indépendamment d'éventuels effets d'advection). À l'aide d'un jeu de paramètres adéquats, le flux total de chaleur sensible ou latente par unité de surface de sol est considéré comme une moyenne de flux des

² C'est l'unité homogène qui correspond à une source

différentes composantes pondérés par leur surface relative (par exemple, la fraction de couverture de la végétation). On obtient ainsi un flux global à partir de ces flux élémentaires.

Le modèle couplé a été largement utilisé dans la modélisation des surfaces terrestres à grande échelle et associé aux modèles climatiques régionaux. Citons le modèle développé par Norman et al. (1995), qui a été mis en œuvre en intégrant des données de télédétection pour cartographier l'évapotranspiration à une échelle régionale. De plus, Noilhan et al. (1989) ont aussi développé un schéma de surface intermédiaire (ISBA pour Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere) avec cependant un seul bilan d'énergie. La particularité de cette approche est que, au final, la partition des flux est obtenue par pondération par la fraction de couverture de la végétation. Le modèle a également évolué pour incorporer un transfert radiatif multi-couche et une résolution de plusieurs bilans énergétiques à la surface d'un patch suivant les différentes sources, couplées entre elles et avec l'atmosphère. Cette version, appelée Multi-Energy Budget (MEB), a été développée par Boone et al. (2017).

- **Le modèle mixte**

Des études antérieures (Lhomme et al., 2012) ont montré que le modèle couplé fonctionnait mieux sur les surfaces plus homogènes et ayant des fractions de couverture de végétation assez importantes. Le modèle découplé était, néanmoins, plus adapté aux couverts très éparés. En d'autres termes, ces modèles couplé et découplé, sont applicables uniquement pour des types de couverts bien définis. Cependant, certains cas tels que les milieux naturels qui présentent généralement une diversité de la végétation à diverses échelles spatiales et temporelles (changements saisonniers), s'écartent fortement des conditions de couverture végétale idéales requises par les modèles couplé ou découplé (cas théoriques idéaux). Par conséquent, l'utilisation de l'un ou l'autre modèle pour estimer l'ET sur une plus grande surface présentant des caractéristiques différentes de répartition de la végétation peut entraîner des erreurs considérables. Le défi, ici, consiste à combiner les deux modèles couplé et découplé pour mieux décrire la transition entre les deux extrêmes (Figure I. 6) pour obtenir un modèle qui peut s'appliquer à un large éventail de couverts végétaux.

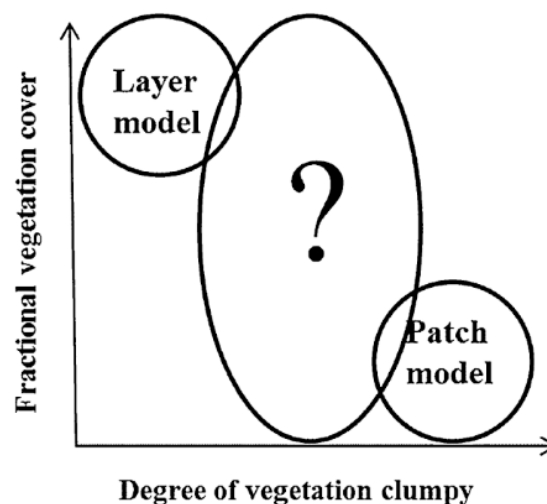


Figure I. 6: Le champ d'application des modèles couplé et découplé (source : Yang (2015))

Pour résoudre ce problème, Guan and Wilson (2009) ont développé un modèle double source hybride, TVET pour Topography-Vegetation-EvapoTranspiration. Ce modèle permet d'estimer l'évaporation et la transpiration potentielles, en supposant un contenu en eau de sol illimitée et représentant les effets des conditions atmosphériques et de surface. Le TVET utilise l'approche couplée pour répartir l'énergie disponible entre les différents composants et estimer les résistances aérodynamiques, et utilise l'approche découplée pour calculer l'évaporation potentielle et la transpiration potentielle. De ce fait, l'évaporation provenant à la fois du sol nu sous le couvert végétal et celle provenant du sol exposé au soleil sont prises en compte de façon plus détaillée et sont nettement distinguées. Cette simple combinaison des deux approches classiques pourrait fournir de meilleures estimations de l'évaporation potentielle et de la transpiration potentielle sur une vaste gamme de couverts végétaux. La comparaison des résultats de modélisation avec l'ET observé est basée sur les hypothèses suivantes: (1) Lorsque l'humidité du sol n'est pas un facteur limitant pour ET (par exemple, juste après un événement pluvieux important), l'ET observé est proche de d'ET potentielle. (2) Lorsque la surface du sol est sèche, mais que l'humidité du sol dans la zone racinaire est abondante (un cas répandu pour les forêts riveraines ou les zones à climat de mousson), la végétation transpire au taux potentiel et l'évaporation du sol est proche de zéro.

Une description plus détaillée du modèle TVET ainsi qu'une comparaison avec les modèles SW et PM est fournie par Guan and Wilson (2009).

I.3.3 Les modèles multicouches ou multi-sources

Pour les surfaces comportant plusieurs types de végétation, ou pour des forêts denses bien développées verticalement, en raison des différentes résistances et structures du couvert forestier, des modèles multicouches ont été développés pour prendre en compte la structure verticale de la végétation (trois niveaux de végétation ou plus). Pour ce faire, une résistance stomatique a été ajoutée pour chaque couche de végétation, ainsi qu'une résistance qui contrôle les interactions avec les couches d'au-dessus et celles en-dessous.

Pour estimer l'ET au sein de ces écosystèmes en étages, et en se basant sur le modèle couplé, Dolman (1993) ont divisé la couche de végétation en deux couches: une supérieure et une sous-couche et ont calculé les flux d'énergie pour chaque couche séparément. De plus, Williams et al. (1996) ont séparé la même canopée en différentes couches de hauteurs différentes et le flux total de l'ensemble du couvert a été calculé en sommant les flux élémentaires de chaque couche. Ce modèle devrait également être considéré comme un modèle multi-sources puisque les couches de végétation de hauteurs différentes reçoivent des quantités de rayonnement incident différentes et ont des résistances différentes. En outre, compte tenu des feuilles de conifères, groupées par pousse et présentant une forte variabilité spatiale de leur forme, leur âge et leur capacité photosynthétique, le modèle (Multi-layer Simulator of the Interactions between a Coniferous stand and the Atmosphere, MuSICA) a été développé par OGEE et al. (2003) pour représenter les conséquences notables de ces caractéristiques sur l'interception de la lumière et l'efficacité de l'utilisation du rayonnement de la totalité du couvert.

I.3.4 Les modèles d'évapotranspiration utilisant des données de télédétection

La télédétection nous fournit actuellement une opportunité intéressante d'accéder et mesurer les états de surface pour forcer le bilan d'énergie à diverses échelles spatiales et

temporelles exhaustives comparées aux échelles des techniques classiques (Carlson et al., 2007). En effet, ces mesures sont acquises pour une large gamme de résolutions spatiales et une répétitivité importante. Elle permet notamment de disposer d'estimations de la température de surface, et par extension, via le bilan d'énergie des surfaces, au stress hydrique et à l'évapotranspiration. Notamment, les capteurs thermiques tels qu'ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), Landsat-8 et MODIS (Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer) produisent une information thermique à des résolutions allant de 90 m à 1 km. Considérant la fréquence de disponibilité de données, la plupart des applications opérationnelles dans la gestion de l'hydrologie utilisent des données thermique à une échelle kilométrique (Stisen et al., 2008; Tang et al., 2010). En effet, la période de revisite varie entre 2 acquisitions par jour pour un même point pour MODIS à 1 fois tous les 16 jours pour Landsat et ASTER. Pour ces deux capteurs, la durée de revisite est incompatible avec un suivi des variations du contenu en eau du sol en zone semi-aride. Même si la résolution du km n'est pas compatible avec le suivi de parcelles agricoles souvent bien plus petites, elle est néanmoins intéressante du point de vue hydrologique pour la gestion des ressources. En général, les modèles basés sur les produits de télédétection peuvent être regroupés en deux catégories: un modèle « single pixel » et un modèle contextuel (Lagouarde and Boulet, 2016).

- **Les modèles « single pixel »**

Ces modèles estiment l'évapotranspiration comme étant le terme résiduel du bilan d'énergie. Les échanges turbulents à l'interface plante atmosphère, flux de chaleur latente LE et flux de chaleur sensible H, sont exprimés comme suit :

$$H = \rho C_p h (T_s - T_a) \quad (\text{I. 23})$$

$$LE = Rn - G - \rho C_p h (T_s - T_a) \quad (\text{I. 24})$$

Les deux flux sont ainsi des fonctions de l'écart entre la température de surface et celle de l'air ($T_s - T_a$) et la pente de cette relation est le produit du coefficient d'échange h , les constantes de chaleur et de masse spécifique de l'air ρ et C_p respectivement.

Jackson et al. (1983) ont d'abord proposé un modèle qui lie directement l'évapotranspiration journalière à la différence entre la température de surface instantanée et la température de l'air mesurée autour de midi, entre 13h00 et 14h00 en heure locale. Cette relation a été la base des différentes méthodes utilisées par la suite pour passer de T_s à LE. Notamment, (Seguin & Itier, 1983) ont développé une approche simplifiée qui, à partir des images thermiques de Meteosat et NOAA acquises en milieu de journée et d'une valeur moyenne du coefficient d'échange, permet de cartographier l'évapotranspiration journalière à des échelles spatiales assez grandes. Le problème principal de ces méthodes résiduelles est la nécessité de mesurer ou d'estimer Rn et G avec précision, ce qui peut être problématique dans le cas d'une végétation éparse ou hétérogène. Le flux de chaleur dans le sol a été considéré comme une fraction du rayonnement net (Norman et al., 1995). Antérieurement, le rayonnement net a été déterminé avec précision à partir de données de télédétection (Boegh et al., 2004).

Ces modèles peuvent être soit mono-source, soit double source (Lagouarde et Boulet, 2016). Compte tenu du fait que l'on dispose d'une seule information (température de surface), il semble naturel d'utiliser un modèle simple source (une équation à une inconnue, cf. Surface Energy Balance System model (SEBS) de Su (2002)). Cependant, ces

modèles sont plutôt adaptés à des couverts homogènes. Ils renseignent que sur le flux total et la partition n'est possible qu'avec les modèles double-sources (voir paragraphe précédent). La difficulté fondamentale dans ces modèles consiste à connaître, sur les couverts épars, les températures de surface du sol et du couvert végétal de façon indépendante. Ces informations sont souvent inaccessibles directement à partir des images satellites car la température radiative de surface (Land Surface Temperature, LST) acquise par télédétection correspond à une température de surface hétérogène dite « composite ». En conséquence, diverses approches ont été développées pour décomposer les LST globales provenant des produits de télédétection en composants de température de sol nu et celle de végétation et par conséquent quantifier séparément E et T (Kustas and Albertson, 2003). Dans le modèle classique double source exploitant des données spatialisées Two-Source Energy Balance (TSEB) (Kustas and Norman, 1997; Norman et al., 1995), une première estimation de la température du sol et la température de la canopée a été déduite en supposant que la végétation n'est pas initialement soumise à une contrainte hydrique et transpire selon la paramétrisation de Priestley and Taylor (1972). De même, si la plante est stressée, la méthode suppose que le sol n'évapore pas. La partition de la température de surface est basée sur sa pondération par la fraction de couverture vue par le capteur.

L'inconvénient des méthodes résiduelles simple et double source provient de la nécessité d'une paramétrisation assez détaillée des paramètres de surface du sol nu et de la végétation tels que la rugosité, la hauteur de végétation, la fraction de couverture végétale et l'albédo.

- **Les modèles contextuels**

Bien que les modèles résiduels extraient l'information de chaque pixel à part et génèrent une erreur assez significative, les modèles contextuels se basent sur le contraste thermique au sein d'une seule image et exploitent la variabilité spatiale des paramètres de surface en situant chaque pixel par rapport aux conditions extrêmes d'eau et d'énergie associées au sol nu et à la végétation enregistrées sur la même image. Une revue des différents modèles contextuels a été faite par Kalma et al. (2008). Ces modèles peuvent également être classés en modèles simple source ou double source. Par exemple, le modèle Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) de Bastiaanssen et al. (1998) est l'un des modèles typiques de bilan d'énergie mono-source. Ce modèle contourne les difficultés de l'estimation des valeurs de la température aérodynamique et de la température de l'air à la hauteur de référence. SEBAL suppose une relation linéaire entre la différence entre ces deux températures et la température de surface acquise par télédétection. Cette corrélation est déterminée en sélectionnant, préalablement, deux pixels extrêmes de référence ; un très sec et un très humide où le flux de chaleur sensible peut être estimé de façon fiable (maximum pour le pixel sec et quasi nul pour le pixel humide). En conséquence, une application réussie de SEBAL requiert également une superficie assez importante pour contenir ces conditions aux limites. Cependant, à des échelles plus larges, les conditions climatiques peuvent être très hétérogènes et il est très probable que l'hypothèse de linéarité requise dans ce modèle ne soit plus valide. De plus, la sélection des pixels extrêmes est généralement une source d'erreur non-négligeable.

Contrairement aux méthodes résiduelles, ces modèles ne demandent pas de calibration. Par contre, ils exigent que la zone d'étude soit de faible pente, que les conditions atmosphériques soient uniformes, et que les conditions de végétation et d'état hydrique soient contrastées sur une même image.

- **Les modèles basés sur les indices de végétation**

Le principe de ces modèles consiste à pondérer une évapotranspiration potentielle ou maximale avec un facteur correctif dépendant de la quantité de végétation puisque cette dernière permet de maintenir une transpiration assez forte compte tenu du fait que les racines pompent dans une part importante de la zone non saturée. Les modèles utilisent les données de la télédétection visible/proche infrarouge via des indices de végétation tel que le NDVI (Bausch and Neale, 1990). Ces indices permettent de pondérer une évapotranspiration maximale telle que celle dans l'approche FAO56 (Allen, 1998). Ainsi, l'impact de la végétation dans, notamment, la résistance de la surface, est exprimé à travers cet indice. En outre, l'intérêt de combiner la méthode de Penman-Monteith associée à un modèle simple de résistance de surface (fonction de l'indice de végétation) a évolué avec la disponibilité des séries temporelles de NDVI à haute résolution (Simonneaux et al., 2008). Cleugh et al. (2007) ont utilisé cette combinaison pour produire des cartes d'évapotranspiration mensuelles de l'Australie avec une résolution spatiale de 1 km. Une amélioration a été apportée au modèle de résistance de surface par

Leuning et al. (2008). La performance de ce modèle a été testée sur les données de 15 stations de flux au Nord de l'Amérique et en Australie. De même, Mu et al. (2007) ont exploité les données MODIS pour générer une évapotranspiration globale, le produit MOD16.

En guise de conclusion, tous ces modèles présentent l'avantage de simuler les bilans hydriques voire énergétiques à différentes échelles spatio-temporelles tout en ayant la possibilité de désagréger les flux totaux en flux élémentaires et inversement. Cependant, ces modèles nécessitent un nombre important de paramètres et des mesures en continu des données climatiques pour reproduire le fonctionnement de la plante et sa réponse au stress hydrique. Pour le couvert à structure complexe, le défi est double : i/le choix d'un schéma SVAT adapté au type de couvert, qu'il soit épars ou multi-étagé, est une étape primordiale pour une application réussie et ii/l'agrégation des paramètres de surface pour qu'ils soient représentatifs du couvert hétérogène peut dans certains cas ne pas être réaliste. En outre, ils omettent de tenir compte de tous les mécanismes complexes contrôlant l'évaporation et la transpiration tels que les transferts de vapeur durant la deuxième phase de l'évaporation, le stockage de l'eau dans les tissus des ligneux, la cavitation, etc.

I.4 Le suivi du stress hydrique par proxidtection

Outre la transpiration, il est indispensable de comprendre la réponse de la plante au stress hydrique, atmosphérique et édaphique. Parmi les méthodes existantes de suivi des états de surface, la télédétection a été depuis longtemps un outil qui permet, à l'aide de mesures non-destructives, d'examiner les caractéristiques des végétaux (structurales, physiologiques et biochimiques) à différentes échelles spatio-temporelles et d'évaluer l'effet des différents facteurs environnementaux biotiques et abiotiques sur le fonctionnement du couvert. Cette technique se base sur la lumière absorbée par le couvert et renseigne sur la structure des couverts (l'agencement et l'angle d'inclinaison des feuilles, l'organisation spatiale et la densité des individus, ainsi que le taux de recouvrement du sol selon le stade phénologique) et les compositions biochimiques et physiologiques des feuilles (photosynthèse, conductance stomatique, teneur en chlorophylle, potentiel hydrique...). Plus spécifiquement, la proxidtection, avec le

développement récent de capteurs in-situ ad hoc, est une technique de plus en plus explorée. D'après les travaux les plus récents, cette technique semble prometteuse dans la détection et le suivi fin du stress hydrique des couverts végétaux, indispensable dans la détermination de la vulnérabilité des végétaux au déficit en eau. Les principaux domaines spectraux classiquement utilisés par cette technique sont les différents domaines optiques, du visible à l'infra-rouge thermique, même si très récemment des études sont dédiées aux potentialités du radar.

I.4.1 Température de surface (Infra-Rouge Thermique (IRT))

- À l'échelle foliaire

La méthode classique de détection du stress hydrique consiste à suivre la température foliaire, qui est facilement mesurable par radiométrie. Cette variable est significative car, pour faire face à un déficit hydrique, la plante répond par la fermeture de ses stomates et la réduction de sa transpiration. Ceci se traduit par une diminution du refroidissement évaporatif et une augmentation de la température des feuilles. Plusieurs indices spectraux qui se basent sur la mesure radiométrique de cette variable ont été développés dans l'Infra-Rouge Thermique (IRT) à partir des années soixante (Fuchs and Tanner, 1966). Tout d'abord, la mesure directe du thermoradiomètre est utilisée à l'échelle foliaire. Par exemple, les travaux récents de Ni et al. (2015) ont montré sur des feuilles de maïs en Chine que la température est fortement corrélée au contenu en eau dans le sol.

- À l'échelle du couvert

La température de végétation comme indicateur de stress hydrique a été aussi étudiée à l'échelle du couvert et, le plus souvent, pour des canopées de structure relativement homogènes et denses, telles que sur cultures de céréales (Jackson et al., 1981 ; Lili Chabane, 1991 ; Qiu et al., 2008 ; Rashid et al., 1999). Lorsque la végétation est soumise à un stress hydrique, l'énergie disponible au niveau du couvert est dissipée en flux de chaleur sensible, modifiant alors la température de la végétation (T_c). Cependant, cette température dépend fortement des conditions climatiques et de la turbulence atmosphérique (Lagouarde et al., 2015). Dès les années 70, Idso et al. (1977) ont proposé d'utiliser la différence entre la température du couvert et la température de l'air ($T_c - T_a$) comme indicateur du flux de chaleur sensible émis par la surface végétale. Duffkova (2006) a utilisé ce même indice ($T_c - T_a$) pour détecter l'apparition du stress hydrique dans une prairie de la République Tchèque. Or, les valeurs de ($T_c - T_a$), en conditions non-limitantes en eau dans le sol, ont montré une forte variabilité, avec de forts écarts de température qui s'avèrent être équivalents à ceux enregistrés en période de stress hydrique. Ce résultat s'explique par des grandes amplitudes de variation de T_c liées, d'une part, à une plus forte proportion de tissus sénescents à la période d'étude (entre début d'Avril et mi-Mai) dans les écosystèmes prairiaux et d'autre part, à des valeurs de déficit de pression de vapeur (VPD) enregistrées, élevées provoquant des fermetures stomatiques chez les espèces végétales particulièrement sensibles au stress atmosphérique.

Quant à la température de référence, certains auteurs ont remplacé T_a par une autre variable. Par exemple, Gardner et al. (1981) ont mis au point un indice, le Temperature Stress Day (TSD), basé sur la différence de la température observée du couvert végétal par rapport à une température potentielle du même couvert en conditions hydriques non-limitantes. L'étude a été réalisée sur 14 parcelles de Maïs conduites selon différents régimes d'irrigation (irrigation homogène ou suivant un gradient du milieu vers le bord de

la parcelle) et pour différents stades de croissance (végétatif, pollinisation et remplissage des grains). Les températures du couvert, potentielle (c'est-à-dire celle d'un couvert bien irrigué) et actuelle, ont été ainsi mesurées et comparées pour définir l'état hydrique de la végétation. Cependant, cette valeur de couvert de référence n'est pas toujours disponible. C'est particulièrement le cas pour les observations de température de surface par satellite, utilisées pour la détection et le suivi du stress à des échelles spatiales plus larges (bassin versant, régions, biomes...). Boulet et al. (2007) ont alors proposé une approche théorique pour estimer cette température de référence et l'évapotranspiration potentielle à partir de l'inversion de l'équation d'énergie d'un simple modèle « big leaf ».

Une autre approche explorée, basée sur la température de surface, est celle qui utilise **l'hétérogénéité intra-parcellaire** de T_c provoquée par une forte variabilité spatiale du contenu en eau du sol. Cette situation est rencontrée parfois au début d'une période déficitaire voire après les apports d'eau pour les parcelles conduites en irrigué. Cet indice qui correspond donc à l'écart-type de la température de surface au sein d'une même parcelle présente l'avantage de ne pas nécessiter d'autres mesures météorologiques complémentaires pour son calcul. Dès 1972, Aston & van Bavel (1972) ont observé que les écarts-types de la température de la canopée étaient de $0,3^\circ\text{C}$ pour les parcelles de maïs bien alimentées en eau, alors qu'ils étaient en moyenne $4,2^\circ\text{C}$ pour les parcelles soumises à une contrainte hydrique. Le Canopy Temperature Variability (CTV) a aussi été exploré par González-Dugo et al. (2006). Ils ont constaté que cet indice, calculé à partir d'observations aériennes (images de 2.5m de résolution) réalisées entre Avril et Septembre au-dessus de parcelles de coton et de sorgho, augmente lors de la mise en place du stress modéré (intensité modérée) pour ensuite diminuer en conditions de manque d'eau plus sévères. L'une des principales limites de l'application de cet indice est sa sensibilité aux conditions de vent. Effectivement, (Berliner et al., 1984) ont montré que le CTV d'un couvert bien irrigué, mesuré au cours d'une journée de grands vents, présente des valeurs plus élevées que celles obtenues pour un couvert en conditions limitantes en eau lors d'une journée sans vent.

Pour s'affranchir des limites de ces premiers indices basés sur de simples différences de température, d'autres plus complexes ont été testés tel que le Crop Water Stress Index (CWSI) qui **relie la température de surface à l'évapotranspiration** (Idso, 1982; Jackson et al., 1981; Moran et al., 1994).

$$CWSI = 1 - \frac{ETR}{ETP} = 1 - \frac{\Delta T_{max} - \Delta T_{mes}}{\Delta T_{max} - \Delta T_{min}} \quad (I. 25)$$

Où ETR est l'évapotranspiration actuelle ; ETP est l'évapotranspiration potentielle ; les indices min, max et mes sont respectivement le minimum, le maximum et la valeur mesurée de la différence de température ΔT qui correspond à $(T_c - T_a)$.

L'évaluation préliminaire du CWSI sur un champ de blé d'hiver par Jackson et al. (1981) a montré que l'indice augmente lentement et parallèlement à la baisse du contenu en eau disponible pour la plante. Ils ont aussi constaté que le CWSI n'atteint sa valeur la plus faible qu'après 5 à 6 jours suivant l'irrigation. Ce résultat montre une concordance de la variation du CWSI avec la cinétique attendue de la recharge en eau des tissus des pieds de blé suite à une période de fort déficit hydrique. Cet indice a été par la suite largement appliqué. Par exemple, Alderfasi and Nielsen (2001) valorisent le CSWI pour planifier l'irrigation pour une culture de blé aux Etats-Unis. D'autres comme Taghvaeian et al. (2012) ont utilisé le CWSI afin de prédire le contenu en eau dans les premières couches du

sol dans un champ de maïs irrigué. La limite principale de cet indice est la définition des lignes de base, qui correspondent aux valeurs extrêmes de cet indicateur en cas de stress hydrique et en conditions non-limitantes en eau du sol, expérimentalement ou théoriquement pour chaque type de culture. De même l'indice de stress biotique PSI proposé par Lili Chabaane en 1991, basé sur la mesure de la différence de température en un couvert végétal stressé et un autre non stressé et pondéré par les paramètres micrométéorologiques s'est avéré très efficace pour détecter précocement les stress hydriques même très faibles.

- **Depuis l'espace**

L'exploitation de ces indices obtenus à partir des observations satellites se heurte, en fonction de la résolution spatiale, à l'hétérogénéité du signal en inter- et intra-parcellaire. En effet, dans le cas d'une faible fraction de taux de couverture de végétation (f_c), la température du sol contribue fortement au signal et peut ainsi biaiser l'interprétation des indices dédiés à la caractérisation de l'état hydrique de la végétation. Pour résoudre ce problème, plusieurs auteurs ont proposé soit la combinaison des mesures de la température de surface et des indices de végétation tels que le Normalized Difference Vegetation Index³ (NDVI) soit l'introduction de f_c , afin d'extraire l'information de la température composite (sol+ végétation).

Ainsi, le Water Deficit Index (WDI), élaboré par Moran et al. (1994), est une adaptation du CSWI utilisable quelle que soit la fraction de couverture.

$$WDI = 1 - \frac{ETR}{ETP} = 1 - \frac{\Delta T_{max}(f_c) - \Delta T_{mes}}{\Delta T_{max}(f_c) - \Delta T_{min}(f_c)} = \frac{AB}{AC} \quad (I. 26)$$

Cet indice suppose que tous les points de coordonnées ($\Delta T_s, f_c$) se situent dans un trapèze (Figure I. 7) dont les côtés sont définis théoriquement ou empiriquement.

³ C'est l'indice de végétation par différence normalisé de réflectance dans deux bandes. Les valeurs du NDVI sont négatives pour la neige ou l'eau, autour de 0 pour les sols nus, sont positives pour les couverts végétaux. Les valeurs les plus élevées correspondant aux couverts les plus denses.

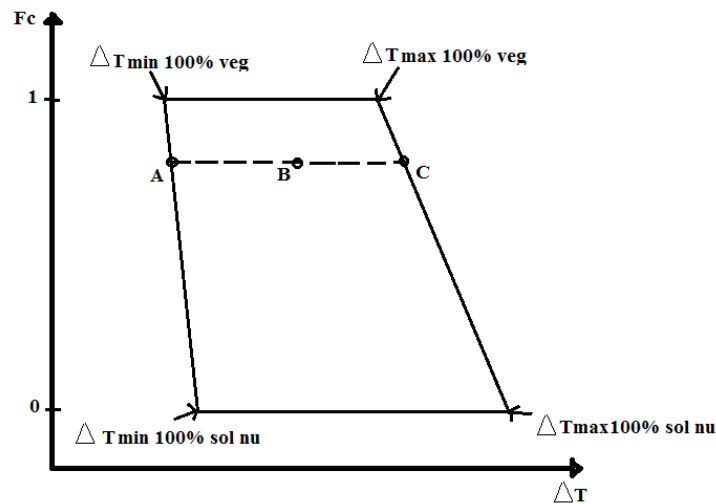


Figure I. 7: Illustration du WDI adaptée de Maes & Steppe (2012) ; A, B et C correspondent respectivement aux écarts minimum, mesuré et maximum entre la température de végétation et la température de l'air pour une fraction de couverture définie

Malgré de bons résultats décrits dans la littérature (El-Shikha et al., 2007; Koksal, 2008; Luquet et al., 2004), cet indice reste difficile à utiliser, notamment avec des observations depuis l'espace car son calcul nécessite un nombre important de mesures au sol telles que les données climatiques et les caractéristiques de la végétation (LAI, résistance stomatique minimum...).

Enfin quelle(s) utilisation(s) pour les plantations de ligneux ?

Les précédents travaux s'accordent sur le potentiel de la température de la canopée. Elle est considérée comme un indicateur fiable du suivi de l'état hydrique dans le cas de couverts homogènes et à fort taux de couverture. En revanche, pour les canopées à structure plus complexe (arbres isolées, cultures en rang, peuplements forestiers...), le signal dans l'IRT est plus bruité et moins facilement exploitable (effet d'ombre, forte contribution du sol...). Par conséquent, peu d'études ont appliquées ces indices sur ce genre de couverts (Agam et al., 2013 ; Iniesta et al., 2008).

Ainsi, dans le cas de vergers, de plantations de vignes ou d'oliviers, l'écartement entre les rangs est souvent responsable d'un faible taux de couverture, variable entre parcelles voire même au sein d'une même parcelle. Cette architecture particulière impose des acquisitions par satellite à la fois à haute fréquence spatiale pour réduire les pixels mixtes sol/végétation et, à haute résolution temporelle pour permettre le suivi fiable d'un stress hydrique. Citons les travaux de Berni et al. (2009) qui ont démontré les potentialités de l'IRT combiné à une forte résolution spatiale (0.4 m) dans la délimitation des couronnes des oliviers et le suivi de leurs températures de surface. À l'aide de DART (Gastellu-Etchegorry et al., 1996), un modèle 3D de transfert radiatif, Sepulcre-Cantó et al. (2009) ont réalisé une étude de sensibilité de T_c à la fraction de couverture sur la température de surface pour des pixels agrégés (arbre+ sol nu). En modifiant, dans une gamme réaliste, la distance inter-rang entre les arbres dans une plantation d'oliviers, ils ont trouvé une forte sensibilité avec une augmentation de la température de surface de l'ordre de 7 K lorsque la fraction de couverture diminue de 45 % à 15 % (augmentation de la distance inter-rang). D'ailleurs, Sepulcre-Cantó et al. (2009) ont aussi démontré que la distinction des

vergers conduits en pluvial de ceux conduits en irrigué sur la base de la température de surface n'est pas possible pour de faibles fractions de couverture (<15 %).

I.4.2 Indices de développement du couvert végétal (optique)

Parallèlement, les potentialités des réflectances dans le domaine spectral du visible ont été explorées. Les travaux les plus anciens étaient axés essentiellement sur la modification des propriétés structurales de la canopée (flétrissement, chute foliaire, jaunissement) provoquée par un déficit hydrique intense. Notamment, le NDVI est un indice normalisé utilisant les réflectances dans les longueurs du rouge et du proche infrarouge (Crippen, 1990). Il est classiquement utilisé depuis les années 1990 pour renseigner sur l'indice foliaire ou Leaf Area Index (LAI) (McMichael et al., 1999 ; Prince, 1991), variable de structure fortement liée au fonctionnement. La valeur de LAI représente la surface d'interception du rayonnement mais aussi celle des échanges gazeux de vapeur d'eau (transpiration) et de CO₂ (photosynthèse) du couvert. Aussi pour des valeurs de LAI peu élevées, le NDVI est pertinent pour détecter le flétrissement ou la chute des feuilles, d'aiguilles, provoqués par un manque sévère d'eau. Par contre, le NDVI devient relativement insensible aux modifications de la structure de la canopée (saturation du signal) pour des valeurs de LAI élevées (en moyenne supérieures à 2.5) (Gamon et al., 1997). Même si cet indice a pu être utilisé pour suivre une modification de la quantité de chlorophylle foliaire provoquée par une maladie ou tout autre stress intense à LAI constant (Duchemin, 1999 ; Kim et al., 2011), des déclinaisons ont été proposées. Notamment, le Modified Normalized Difference Index (mNDVI), basé sur les réflectances à 705 et 750 nm, permet de renseigner sur la teneur en chlorophylle quel que soit le stade phénologique (en cours de sénescence ou de la mise en place des feuilles) (Carter and Knapp, 2001; Sims and Gamon, 2002a). Bien que son calcul inclue une correction des effets du sol sous-jacent, il nécessite de connaître les valeurs maximales et minimales des réflectances dans les courtes longueurs d'ondes et celles dans l'infrarouge. Or elles sont spécifiques du couvert étudié et donc difficiles à déterminer précisément. Citons aussi le Enhanced Vegetation Index (EVI) (Huete et al., 1997; Liu and Huete, 1995) et ses variantes (Nagler et al., 2005; Xiao et al., 2005) qui ont été développés pour mieux corriger le signal de la contribution du sol dans le suivi de la Gross Primary Production (GPP) ou de l'évapotranspiration. Reste que ces indices de végétation sont liés essentiellement à la quantité « du couvert vert » et ne renseignent pas directement sur le fonctionnement hydrique de la végétation ou uniquement dans les cas extrêmes de contraintes hydriques générant soit une destruction des pigments foliaires (jaunissement), soit une plasmolyse des cellules (flétrissement), soit parfois même une chute des feuilles. Plusieurs études ont ainsi été dédiées à évaluer la potentialité de combiner le signal dans l'IRT avec les indices de végétation. Même si certains auteurs ont mis en valeur la complémentarité entre ces deux domaines spectraux par l'utilisation du Temperature Vegetation Dryness Index (TVDI) pour estimer le contenu en eau du sol en forêt (Chen et al., 2015) ou en savanne (Sandholt et al., 2002), les indices utilisés jusqu'à très récemment ne sont pas directement liés à la modification des mécanismes impliqués dans la photosynthèse provoquée dès la mise en place d'un stress hydrique.

I.4.3 Indices de fonctionnement du couvert (visible)

- **À l'échelle foliaire**

Sur la base des travaux menés à l'échelle foliaire au début des années 90 (Gamon et al., 1992), de récentes études utilisent un indice basé sur la réflectance dans des bandes étroites dans les longueurs d'onde du vert, directement liées aux propriétés optiques de pigments foliaires : le Photochemical Reflectance Index (PRI). Cet indice est sensible aux modifications des caroténoïdes, plus spécifiquement au cycle des xanthophylles, qui renseignent sur l'efficacité de l'utilisation de la lumière photosynthétique. Le cycle des xanthophylles consiste en une alternance entre la violaxanthine à l'obscurité et la zéaxanthine en présence d'excès de lumière à travers une fixation (époxydation) ou une libération de deux molécules d'oxygène (désépoxydation), respectivement. Il joue le rôle d'un régulateur réversible qui assure la photoprotection du système photosynthétique par la dissipation de l'excédent d'énergie en cas de stress, quelle que soit sa nature. Ces changements pigmentaires entraînent une variation de la réflectance de la feuille à la longueur d'onde 531 nm (Gamon et al., 1992). Le PRI combine alors les réflectances à deux bandes de longueurs d'ondes : 570 (R_{570}) qui est une bande de référence et 531 nm (R_{531}) qui est donc sensible à l'état de dé-époxydation des xanthophylles.

Il est défini par l'équation suivante :

$$PRI = \frac{R_{570} - R_{531}}{R_{570} + R_{531}} \quad (I. 27)$$

En utilisant cette équation, plus la valeur de PRI est faible, moins la plante est stressée.

La relation entre le cycle de xanthophylles et les variations du PRI a été démontrée sur des feuilles de tournesol (Gamon et al., 1997, 1990; Peñuelas et al., 1994). Guo and Trotter (2006) ont exploré le lien entre le PRI foliaire et le rendement photosynthétique et l'efficacité de l'utilisation de la lumière (LUE pour Light Use Efficiency) sur 13 espèces vivaces à feuilles persistantes ou caduques. Ces auteurs ont obtenu une bonne corrélation linéaire entre le PRI et le rendement photosynthétique du photosystème II (PSII) d'une part, et la LUE d'autre part, dans deux situations de stress étudiées (forte teneur en CO₂ atmosphérique et faible température ambiante). En condition d'excès de lumière, Weng et al. (2010) ont aussi démontré que la relation PRI/efficacité du PSII obtenue pour des feuilles de manguier varie selon la température de l'air et la teneur en azote des feuilles. Comme pour les indices issus de l'IRT, le PRI est prometteur pour le suivi du fonctionnement à l'échelle foliaire (Peñuelas et al., 1997; Weng et al., 2010), mais les résultats sont moins évidents quand on passe aux échelles spatiales supérieures (Barton and North, 2001; Grace et al., 2007).

- **À l'échelle du couvert**

La majorité des études réalisées à l'échelle du couvert ont été menées globalement dans les années 2000, période à laquelle le PRI a connu un regain d'intérêt avec l'exploitation des données hyperspectrales. Elles ont révélé la potentialité de cet indice pour suivre les variations de la LUE d'un couvert. Notamment, il a été montré que les mesures de PRI obtenues à l'aide d'un imageur installé sur un trépied et avec un faible champ de vision, permettaient de suivre les variations de la LUE entre le printemps et l'été sur un couvert de mélèze au Japon (Nakaji et al., 2006). Les valeurs de PRI issues d'images hyperspectrales acquises par avion (Rahman et al., 2001) et ou par hélicoptère (Nichol et

al., 2000) ont pu être reliées à la LUE d'une forêt boréale. Du fait de la disponibilité de produits issus de MODIS dans les longueurs d'onde adéquates pour le calcul du PRI (satellites TERRA et AQUA), cet indice a été fréquemment étudié pour le cycle de carbone à l'échelle globale (Coops et al., 2010 ; Drolet et al., 2008 ; Garbulsky et al., 2008 ; Hilker et al., 2010). Citons les travaux de Rahman et al. (2004) qui ont trouvé une corrélation étroite entre le PRI issu de MODIS et la production primaire brute d'une forêt de feuillus tempérée. Cependant, les images MODIS utiles pour le calcul du PRI présentent une résolution spatiale (1 Km*1 Km) non-adaptée pour une application dans les zones à forte diversité de paysages, de types d'écosystèmes. Ainsi, de nombreux travaux ont démontré une corrélation PRI-LUE pour divers types d'écosystèmes tout en soulignant une plus faible significativité comparée à la corrélation obtenue à l'échelle foliaire.

Enfin quelle(s) utilisation(s) sur les plantations d'oliviers ?

Quelle que soit la méthode utilisée pour extraire l'information sur le fonctionnement de la végétation à partir des mesures de PRI, la majorité des travaux, menés jusqu'à présent se concentre surtout sur sa relation avec la LUE (Filella et al., 1996; Gamon et al., 1997; Nichol et al., 2000; Penuelas et al., 1995; Penuelas and Inoue, 2000; Sims and Gamon, 2002b; Styliniski et al., 2002; Weng et al., 2010). Peu d'études se sont réellement attachées à explorer les potentialités du PRI comme indicateur direct du fonctionnement hydrique du couvert végétal (transpiration) et moins encore dans le cas de canopée à structure complexe (arbre isolé, faible taux de couverture) comme celles de la plupart des ligneux. De plus, les quelques études antérieures portant sur le suivi du fonctionnement des oliviers par proxidtection (Calderón et al., 2013; Suárez et al., 2008) ont été menées sur des parcelles uniquement conduites en irrigué.

Cette partie permet de faire à la fois une synthèse des avantages et limites des indices classiquement ou plus récemment utilisés dans la détection et le suivi d'un stress hydrique sur les couverts végétaux (Tableau I. 4).

Tableau I. 4 : Un tableau récapitulatif des indices de télédétection utilisés pour caractériser le stress hydrique des végétations (+ : avantages, - : inconvénients)

Méthodes	Indices	Echelle	Types d'écosystème	Avantages/Limites	Références
Infrarouge Thermique	T _c	Feuille	Maïs ; tournesol	+ Facilement mesurable; - Très dépendante des variables métrologiques	(Ni et al., 2015)
		Couvert homogène	Blé ; céréaliculture, arboriculture		(Berliner, 1984)
	T _c -T _a	Couvert homogène	Prairie et tout type de couverts	+Facile à mesurer, accessible -Dépend de la turbulence atmosphérique et du rayonnement	(Idso et al., 1977)
	TSD	Couvert	Maïs ; tournesol ...	+ Peu dépendante des conditions climatiques -Le couvert de référence n'est pas toujours disponible	(Jackson et al., 1983)
	CTV	Parcelle	Coton, fraisier	+Ne nécessite pas de mesure de la température de l'air -Sensible à la vitesse du vent	(Peñuelas et al., 1992)
	CWSI	Couvert	Blé et tout type de couverts	+La forte corrélation avec le rendement et la fermeture stomatique	(Jackson et al., 1981)

				-Nécessite un nombre important de paramètres pour calculer les lignes de base stressé et non-stressé	
	PSI	Couvert	Blé	- Très efficace même pour les très faibles stress hydriques - nécessite un nombre important de paramètres	Lili Chabaane (1991)
	WDI	Couvert	Luzerne, maïs, tournesol...	+ Adaptée aux cultures clairsemées ou en rangs -La détermination des coordonnées des quatre sommets du trapèze et la fraction de couverture	(Moran et al., 1994)
	NDVI	Couvert	Forêts, céréales...	+Sa corrélation avec la production primaire nette -utilisable jusqu'à un LAI de 2	(Prince, 1991)
visible	EVI	Couvert	Forêts et céréales	+ Minimiser l'effet du sol sous-jacent et de l'atmosphère -N'est pas utilisable pour les parcelles ayant une forte pente	(Huete et al., 1997)
	LAI	Couvert	Tout type de couvert	+ Utile dans la spatialisation des mesures éco-physiologiques à l'échelle du couvert -Difficile à mesurer pour les couverts à structure complexe	(Nemani and Running, 1989)
	mNDVI	Couvert	Forêts, couverts épars	+Détection des variations de la photosynthèse pour les couverts à feuilles persistantes et peut corriger les effets du sol sous-jacents -Nécessite la détermination des valeurs maximales et minimales des réflectances dans les courtes longueurs d'ondes de l'infrarouge	(Carter and Knapp, 2001)
	PRI	Feuille et couvert	Arboriculture, céréales...	+Détection précoce du stress hydrique -Très influencée par la structure du couvert et le rayonnement incident	(Gamon et al., 1997)

I.5 Conclusion partielle et synthèse

Ce chapitre présente l'état de l'art des différentes méthodes disponibles qui permettent d'étudier le fonctionnement thermo-hydrique des couverts à travers l'estimation des composantes principales du bilan hydrique et énergétique, particulièrement l'ET. Entre le besoin d'un dispositif expérimental, l'exploitation des données issues de proxidtection et l'adéquation d'un modèle SVAT, le choix de l'approche la plus appropriée est difficile. Combinant tous ces méthodes, la zone d'étude ainsi que l'ensemble de données utilisées sont présentés dans le chapitre suivant.

Références

- Agam, N., Cohen, Y., Alchanatis, V., Ben-Gal, A., 2013. How sensitive is the CWSI to changes in solar radiation? *Int. J. Remote Sens.* doi:10.1080/01431161.2013.793873
- Aldarfasi, A.A., Nielsen, D.C., 2001. Use of crop water stress index for monitoring water status and scheduling irrigation in wheat. *Agric. Water Manag.* 47, 69–75. doi:10.1016/S0378-3774(00)00096-2
- Allen, R.G., 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Howell, T.A., Jensen, M.E., 2011. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agric. Water Manag.* 98, 899–920. doi:10.1016/j.agwat.2010.12.015
- Angelopoulos, K., Dichio, B., Xiloyannis, C., 1996. Inhibition of photosynthesis in olive trees (*Olea europaea* L.) during water stress and rewatering. *J. Exp. Bot.* 47, 1093–1100. doi:10.1093/jxb/47.8.1093
- Aston, A.R., van Bavel, C.H.M., 1972. Soil Surface Water Depletion and Leaf Temperature. *Agron. J.* 64, 368. doi:10.2134/agronj1972.00021962006400030034x
- 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. *Agric. Water Manag.* 188, 61–68. doi:10.1016/J.AGWAT.2017.04.005
- Baldocchi, D.D., 2003. Assessing the eddy covariance technique for evaluating carbon dioxide exchange rates of ecosystems: past, present and future. *Glob. Chang. Biol.* 9, 479–492. doi:10.1046/j.1365-2486.2003.00629.x
- Baran, N., 2005. Suivi de la teneur en eau des sols dans les bassins du Gardon d'Anduze et du Touch Rapport final.
- Barton, C.V., North, P.R., 2001. Remote sensing of canopy light use efficiency using the photochemical reflectance index: Model and sensitivity analysis. *Remote Sens. Environ.* 78, 264–273. doi:10.1016/S0034-4257(01)00224-3
- Bastiaanssen, W.G.M., 1995. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain: a remote sensing approach under clear skies in Mediterranean climates. [publisher not identified].
- Bastiaanssen, W.G.M., Menenti, M., Feddes, R.A., Holtslag, A.A.M., 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *J. Hydrol.* 212–213, 198–212. doi:10.1016/S0022-1694(98)00253-4
- Batisani, N., 2010. Rainfall variability and trends in semi-arid Botswana: Implications for climate change adaptation policy. *Appl. Geogr.* 30, 483–489. doi:10.1016/J.APGEOG.2009.10.007
- Bausch, W.C., Bernard, T.M., 1992. Spatial Averaging Bowen Ratio System: Description and Lysimeter Comparison. *Trans. ASAE* 35, 121–128. doi:10.13031/2013.28578
- Bausch, W.C., Neale, C.M.U., 1990. spectral Inputs Improve Corn Crop Coefficients and Irrigation Scheduling. *Trans. ASAE* 32, 1901. doi:10.13031/2013.31241
- Ben-Gal, A., Karlberg, L., Jansson, E., Shani, U., 2003. Temporal robustness of linear relationships between production and transpiration, *Plant and Soil*.
- Ben Ahmed, C., Ben Rouina, B., Sensoy, S., Boukhris, M., Abdallah, F. Ben, 2009. Changes in gas exchange, proline accumulation and antioxidative enzyme activities in three olive cultivars under contrasting water availability regimes. *Environ. Exp. Bot.* 67, 345–352. doi:10.1016/J.ENVEXPBOT.2009.07.006
- Berliner, P., 1984. Evaluation of the infrared thermometer as a crop stress detector. *Agric. For. Meteorol.* 31, 219–230. doi:10.1016/0168-1923(84)90036-4
- Berliner, P., Oosterhuis, D.M., Green, G.C., 1984. Evaluation of the infrared thermometer as a crop stress detector. *Agric. For. Meteorol.* 31, 219–230. doi:10.1016/0168-1923(84)90036-4
- Berni, J., Zarco-Tejada, P.J., Suarez, L., Fereres, E., 2009. Thermal and Narrowband Multispectral Remote Sensing for Vegetation Monitoring From an Unmanned Aerial Vehicle. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 47, 722–738. doi:10.1109/TGRS.2008.2010457
- Boast, C.W., Robertson, T.M., 1982. A “Micro-Lysimeter” Method for Determining Evaporation from Bare Soil: Description and Laboratory Evaluation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46, 689. doi:10.2136/sssaj1982.03615995004600040005x
- Boegh, E., Thorsen, M., Butts, M., Hansen, S., Christiansen, J., Abrahamsen, P., Hasager, C., Jensen, N., van der Keur, P., Refsgaard, J., Schelde, K., Soegaard, H., Thomsen, A., 2004. Incorporating remote sensing data in physically based distributed agro-hydrological modelling. *J. Hydrol.* 287, 279–299. doi:10.1016/J.JHYDROL.2003.10.018
- Boulet, G., 1999. modélisation des changements d'échelle et prise en compte des hétérogénéités de surface et de leur variabilité spatiale dans les interactions sol-végétation-atmosphère. L'Université Grenoble I.
- Boulet, G., Chehbouni, A., Braud, I., Vauclin, M., 1999. Mosaic versus dual source approaches for modelling the surface energy balance of a semi-arid land. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 3, 247–258.

- Boulet, G., Chehbouni, A., Gentine, P., Duchemin, B., Ezzahar, J., Hadria, R., 2007. Monitoring water stress using time series of observed to unstressed surface temperature difference. *Agric. For. Meteorol.* 146, 159–172. doi:10.1016/j.agrformet.2007.05.012
- Braud, I., Dantas-Antonino, A.C., Vauclin, M., Thony, J.L., Ruelle, P., 1995. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *J. Hydrol.* 166, 213–250. doi:10.1016/0022-1694(94)05085-C
- Brunsell, N.A., Mechem, D.B., Anderson, M.C., 2011. Surface heterogeneity impacts on boundary layer dynamics via energy balance partitioning. *Atmos. Chem. Phys.* 11, 3403–3416. doi:10.5194/acp-11-3403-2011
- Burgess, S.S., Adams, M.A., Turner, N.C., Beverly, C.R., Ong, C.K., Khan, A.A., Bleby, T.M., 2001. An improved heat pulse method to measure low and reverse rates of sap flow in woody plants. *Tree Physiol.* 21, 589–98.
- Cabibel, B., Do, F., Horoyan, J., 1991. Mesures thermiques des flux de sève dans les troncs et les racines et fonctionnement hydrique des arbres. I. Analyse théorique des erreurs sur la mesure des flux et validation des mesures en présence de gradients thermiques extérieurs. *Agronomie* 11, 669–678. doi:10.1051/agro:19910804
- Calderón, R., Navas-Cortés, J.A., Lucena, C., Zarco-Tejada, P.J., 2013. High-resolution airborne hyperspectral and thermal imagery for early detection of Verticillium wilt of olive using fluorescence, temperature and narrow-band spectral indices. *Remote Sens. Environ.* 139, 231–245. doi:10.1016/j.rse.2013.07.031
- Carlson, K.M., Asner, G.P., Hughes, R.F., Ostertag, R., Martin, R.E., 2007. Hyperspectral Remote Sensing of Canopy Biodiversity in Hawaiian Lowland Rainforests. *Ecosystems* 10, 536–549. doi:10.1007/s10021-007-9041-z
- Carter, G.A., Knapp, A.K., 2001. Leaf optical properties in higher plants: linking spectral characteristics to stress and chlorophyll concentration. *Am. J. Bot.* 88, 677–684. doi:10.2307/2657068
- Čermák, J., Deml, M., Penka, M., 1973. A new method of sap flow rate determination in trees. *Biol. Plant.* 15, 171–178. doi:10.1007/BF02922390
- Čermák, J., Kučera, J., Nadezhdina, J., 2004. Sap flow measurements with some thermodynamic methods, flow integration within trees and scaling up from sample trees to entire forest stands. *Trees* 18, 529–546. doi:10.1007/s00468-004-0339-6
- Chartzoulakis, K., Patakas, A., Bosabalidis, A.M., 1999. Changes in water relations, photosynthesis and leaf anatomy induced by intermittent drought in two olive cultivars. *Environ. Exp. Bot.* 42, 113–120. doi:10.1016/S0098-8472(99)00024-6
- Chen, S., Wen, Z., Jiang, H., Zhao, Q., Zhang, X., Chen, Y., Chen, S., Wen, Z., Jiang, H., Zhao, Q., Zhang, X., Chen, Y., 2015. Temperature Vegetation Dryness Index Estimation of Soil Moisture under Different Tree Species. *Sustainability* 7, 11401–11417. doi:10.3390/su70911401
- Cleugh, H.A., Leuning, R., Mu, Q., Running, S.W., 2007. Regional evaporation estimates from flux tower and MODIS satellite data. *Remote Sens. Environ.* 106, 285–304. doi:10.1016/j.rse.2006.07.007
- Cohen, Y., Fuchs, M., Green, G.C., 1981. Improvement of the heat pulse method for determining sap flow in trees. *Plant, Cell Environ.* 4, 391–397. doi:10.1111/j.1365-3040.1981.tb02117.x
- Coops, N.C., Hilker, T., Hall, F.G., Nichol, C.J., Drolet, G.G., 2010. Estimation of Light-use Efficiency of Terrestrial Ecosystems from Space: A Status Report. *Bioscience* 60, 788–797. doi:10.1525/bio.2010.60.10.5
- Coudert, B., Otlé, C., Boudevillain, B., Demarty, J., Guillevic, P., Coudert, B., Otlé, C., Boudevillain, B., Demarty, J., Guillevic, P., 2006. Contribution of Thermal Infrared Remote Sensing Data in Multiobjective Calibration of a Dual-Source SVAT Model. *J. Hydrometeorol.* 7, 404–420. doi:10.1175/JHM503.1
- Crippen, R.E., 1990. Calculating the vegetation index faster. *Remote Sens. Environ.* 34, 71–73. doi:10.1016/0034-4257(90)90085-Z
- Daudet, F.A., Crocombette, M., Falcimagne, R., Pallut Un, R., Alain DAUDET Maurice CROCOMBETTE, F., FALCIMAGNE René PALLUT, R., 1987. Un système simple pour la mesure in situ des échanges gazeux de couverts végétaux de quelques mètres carrés de surface foliaire. *agronomie* 7, 133–139.
- Deardorff, J.W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.* 83, 1889. doi:10.1029/JC083iC04p01889
- Dichio, B., Xiloyannis, C., Sofo, A., Montanaro, G., 2006. Osmotic regulation in leaves and roots of olive trees during a water deficit and rewating. *Tree Physiol.* 26, 179–85.
- Diffenbaugh, N.S., Pal, J.S., Giorgi, F., Gao, X., 2007. Heat stress intensification in the Mediterranean climate change hotspot. *Geophys. Res. Lett.* 34, L11706. doi:10.1029/2007GL030000
- Dolman, A.J., 1993. A multiple-source land surface energy balance model for use in general circulation models. *Agric. For. Meteorol.* 65, 21–45. doi:10.1016/0168-1923(93)90036-H
- Drolet, G.G., Middleton, E.M., Huemmrich, K.F., Hall, F.G., Amiro, B.D., Barr, A.G., Black, T.A., McCaughey, J.H., Margolis, H.A., 2008. Regional mapping of gross light-use efficiency using MODIS spectral indices. *Remote Sens. Environ.* 112, 3064–3078. doi:10.1016/J.RSE.2008.03.002
- Duchemin, B., 1999. Potential and limits of NOAA-AVHRR temporal composite data for phenology and water

- stress monitoring of temperate forest ecosystems. *Int. J. Remote Sens.* 20, 895–917. doi:10.1080/014311699212984
- Duffkova, R., 2006. difference in canopy and air temperature as an indicator of Grassland water stress. *soil water ressources* 4, 127–138.
- Ehleringer, J.R., Roden, J., Dawson, T.E., 2000. Assessing Ecosystem-Level Water Relations Through Stable Isotope Ratio Analyses, in: *Methods in Ecosystem Science*. Springer New York, New York, NY, pp. 181–198. doi:10.1007/978-1-4612-1224-9_13
- El-Shikha, D.M., Waller, P., Hunsaker, D., Clarke, T., Barnes, E., 2007. Ground-based remote sensing for assessing water and nitrogen status of broccoli. *Agric. Water Manag.* 92, 183–193. doi:10.1016/J.AGWAT.2007.05.020
- 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 Hortic.* 201–208. doi:10.17660/ActaHortic.2009.846.21
- Ezzahar, J., 2007. Spatialisation des flux d' energie et de masse à l' interface biosphère-atmosphère dans les régions semi-arides en utilisant la méthode de scintillation. | Centre de Compétences Changement Climatique du Maroc.
- Fereres, E., Goldhamer, D.A., Parsons, L.R., 2003. *Irrigation Water Management of Horticultural Crops* 38.
- Fernández, J.E., Moreno, F., Cabrera, F., Arrue, J.L., Martín-Aranda, J., 1991. Drip irrigation, soil characteristics and the root distribution and root activity of olive trees. *Plant Soil* 133, 239–251. doi:10.1007/BF00009196
- Fernández, J.E., Moreno, F., Martín-Aranda, J., Fereres, E., 1992. olive-tree root dynamics under different soil water regimes, *Agr. Med.*
- Filella, I., Amaro, T., Araus, J.L., Penuelas, J., 1996. Relationship between photosynthetic radiation-use efficiency of barley canopies and the photochemical reflectance index (PRI). *Physiol. Plant.* 96, 211–216. doi:10.1111/j.1399-3054.1996.tb00204.x
- Fuchs, M., Tanner, C.B., 1966. Infrared Thermometry of Vegetation I. *Agron. J.* 58, 597–601.
- Gamon, J.A., Field, C.B., Bilger, W., Bjorkman, O., Fredeen, A.L., Penuelas, J., 1990. Remote sensing of the xanthophyll cycle and chlorophyll fluorescence in sunflower leaves and canopies. *Oecologia* 85, 1–7. doi:10.1007/BF00317336
- Gamon, J.A., Peñuelas, J., Field, C.B., 1992. A narrow-waveband spectral index that tracks diurnal changes in photosynthetic efficiency. *Remote Sens. Environ.* 41, 35–44. doi:10.1016/0034-4257(92)90059-S
- Gamon, J.A., Serrano, L., Surfus, J.S., 1997. The photochemical reflectance index: an optical indicator of photosynthetic radiation use efficiency across species, functional types, and nutrient levels. *Oecologia* 112, 492–501.
- Garbulsky, M.F., Penulas, J., Papale, D., Filella, I., 2008. Remote estimation of carbon dioxide uptake by a Mediterranean forest. *Glob. Chang. Biol.* 14, 2860–2867. doi:10.1111/j.1365-2486.2008.01684.x
- Gardner, B.R., Blad, B.L., Maurer, R.E., Watts, D.G., 1981. Relationship between Crop Temperature and the Physiological and Phenological Development of Differentially Irrigated Corn1. *Agron. J.* 73, 743. doi:10.2134/agronj1981.00021962007300040042x
- Gargouri, K., Rhouma, A., Sahnoun, A., Ghribi, M., Bentaher, H., Rouina, B.B., Ghrab, M., 2008. Assessment of the impact of climate change on olive growing in Tunisia using GIS tools of th e impact of climate ch an ge on olive growin g in Tu n Assessment of the impact of climate change on olive growing in Tunisia using GIS tools. *Options Méditerranéennes, Ser. A.*
- Gastellu-Etchegorry, J.P., Demarez, V., Pinel, V., Zagolski, F., 1996. Modeling radiative transfer in heterogeneous 3-D vegetation canopies. *Remote Sens. Environ.* 58, 131–156. doi:10.1016/0034-4257(95)00253-7
- Gaudu, J., Mathieu, J., Fumanal, J., Bruckler, L., Chanzy, A., Bertuzzi, P., Stengel, P., Guennelon, R., Gaudu Mathieu JC Fumanal L Bruckler A Chanzy P Bertuzzi P Stengel R Guennelon, J.J., 1993. Mesure de l'humidité des sols par une méthode capacitive : analyse des facteurs influençant la mesure To cite this version: *Science du sol Mesure de l'humidité des sols par une méthode capacitive : analyse des facteurs influençant la mesure.*
- Ghedira, A., 2017. *olivae*, Journal officiel du conseil oléicole international.
- Giorgi, F., 2006. Climate change hot-spots. *Geophys. Res. Lett.* 33, L08707. doi:10.1029/2006GL025734
- Giorgi, F., Lionello, P., 2008. Climate change projections for the Mediterranean region. *Glob. Planet. Change* 63, 90–104. doi:10.1016/J.GLOPLACHA.2007.09.005
- Gómez-Rico, A., Salvador, M.D., Moriana, A., Pérez, D., Olmedilla, N., Ribas, F., Fregapane, G., 2007. Influence of different irrigation strategies in a traditional Cornicabra cv. olive orchard on virgin olive oil composition and quality. *Food Chem.* 100, 568–578. doi:10.1016/j.foodchem.2005.09.075
- Gómez, J.A., Infante-Amate, J., González De Molina, M., Vanwalleghe, T., Taguas, E. V., Lorite, I., 1950. Olive Cultivation, its Impact on Soil Erosion and its Progression into Yield Impacts in Southern Spain in the Past as a Key to a Future of Increasing Climate Uncertainty. *Agriculture* 4, 170–198. doi:10.3390/agriculture4020170
- González-Dugo, M.P., Moran, A.M.S., Mateos, A.L., Bryant, R., 2006. Canopy temperature variability as an

- indicator of crop water stress severity. *Irrig. Sci.* 24–233. doi:10.1007/s00271-005-0023-7
- Grace, J., Nichol, C., Disney, M., Lewis, P., Quafe, T., Bowyer, P., 2007. Can we measure terrestrial photosynthesis from space directly, using spectral reflectance and fluorescence? *Glob. Chang. Biol.* 13, 1484–1497. doi:10.1111/j.1365-2486.2007.01352.x
- Granier, A., 1985. Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Ann. des Sci. For.* 42, 193–200. doi:10.1051/forest:19850204
- Green, S., Clothier, B., Jardine, B., 2003. Theory and Practical Application of Heat Pulse to Measure Sap Flow. *Agron. J.* 95, 1371. doi:10.2134/agronj2003.1371
- Greven, M., Neal, S., Green, S., Dichio, B., Clothier, B., 2009. The effects of drought on the water use, fruit development and oil yield from young olive trees. *Agric. Water Manag.* 96, 1525–1531. doi:10.1016/J.AGWAT.2009.06.002
- Griffis, T.J., 2013. Tracing the flow of carbon dioxide and water vapor between the biosphere and atmosphere: A review of optical isotope techniques and their application. *Agric. For. Meteorol.* 174–175, 85–109. doi:10.1016/J.AGRFORMET.2013.02.009
- Guan, H., Wilson, J.L., 2009. A hybrid dual-source model for potential evaporation and transpiration partitioning. *J. Hydrol.* 377, 405–416. doi:10.1016/J.JHYDROL.2009.08.037
- Guo, J.M., Trotter, C.M., 2006. Estimating photosynthetic light-use efficiency using the photochemical reflectance index: the effects of short-term exposure to elevated CO₂ and low temperature. *Int. J. Remote Sens.* 27, 4677–4684. doi:10.1080/01431160500165997
- Guyot, G., 1999. *Climatologie de l'environnement : cours et exercices corrigés*. Dunod.
- Hansen, S., Jensen, H.E., Nielsen, N.E., Svendsen, H., 1991. Simulation of nitrogen dynamics and biomass production in winter wheat using the Danish simulation model DAISY. *Fertil. Res.* 27, 245–259. doi:10.1007/BF01051131
- Hilker, T., Hall, F.G., Coops, N.C., Lyapustin, A., Wang, Y., Nesic, Z., Grant, N., Black, T.A., Wulder, M.A., Kljun, N., Hopkinson, C., Chasmer, L., 2010. Remote sensing of photosynthetic light-use efficiency across two forested biomes: Spatial scaling. *Remote Sens. Environ.* 114, 2863–2874. doi:10.1016/J.RSE.2010.07.004
- Hu, Z., Yu, G., Fu, Y., Sun, X., Li, Y., Shi, P., Wang, Y., Zheng, Z., 2008. Effects of vegetation control on ecosystem water use efficiency within and among four grassland ecosystems in China. *Glob. Chang. Biol.* 14, 1609–1619. doi:10.1111/j.1365-2486.2008.01582.x
- Huete, A.R., Liu, H.Q., Batchily, K., van Leeuwen, W., 1997. A comparison of vegetation indices over a global set of TM images for EOS-MODIS. *Remote Sens. Environ.* 59, 440–451. doi:10.1016/S0034-4257(96)00112-5
- Idso, S.B., 1982. Non-water-stressed baselines: A key to measuring and interpreting plant water stress. *Agric. Meteorol.* 27, 59–70. doi:10.1016/0002-1571(82)90020-6
- Idso, S.B., Jackson, R.D., Reginato, R.J., 1977. Remote-Sensing of Crop Yields. *Science* (80-). 196, 19–25. doi:10.1126/science.196.4285.19
- Iglesias, A., Garrote, L., Flores, F., Moneo, M., 2007. Challenges to Manage the Risk of Water Scarcity and Climate Change in the Mediterranean. *Water Resour. Manag.* 21, 775–788. doi:10.1007/s11269-006-9111-6
- Iniesta, F., Testi, L., Orgaz, F., Villalobos, F.J., 2008. The effects of regulated and continuous deficit irrigation on the water use, growth and yield of olive trees. *Eu* 30, 258–265.
- IPCC, 2018. *Global warming of 1.5°C*. Switzerland.
- Jackson, R.D., Hatfield, J.L., Reginato, R.J., Idso, S.B., Pinter, P.J., 1983. Estimation of daily evapotranspiration from one time-of-day measurements. *Agric. Water Manag.* 7, 351–362. doi:10.1016/0378-3774(83)90095-1
- Jackson, R.D., Idso, S.B., Reginato, R.J., Pinter, P.J., 1981. Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resour. Res.* 17, 1133–1138. doi:10.1029/WR017i004p01133
- Kalma, J.D., McVicar, T.R., McCabe, M.F., 2008. Estimating Land Surface Evaporation: A Review of Methods Using Remotely Sensed Surface Temperature Data. *Surv. Geophys.* 29, 421–469. doi:10.1007/s10712-008-9037-z
- Karabourniotis, G., Papadopoulos, K., Papamarkou, M., Manetas, Y., 1992. Ultraviolet-B radiation absorbing capacity of leaf hairs. *Physiol. Plant.* 86, 414–418. doi:10.1111/j.1399-3054.1992.tb01337.x
- Keeling, C.D., 1958. The concentration and isotopic abundances of atmospheric carbon dioxide in rural areas. *Geochim. Cosmochim. Acta* 13, 322–334. doi:10.1016/0016-7037(58)90033-4
- Kim, Y., Glenn, D.M., Park, J., Ngugi, H.K., Lehman, B.L., 2011. Hyperspectral image analysis for water stress detection of apple trees. *Comput. Electron. Agric.* 77, 155–160. doi:10.1016/J.COMPAG.2011.04.008
- Koksal, E.S., 2008. Irrigation water management with water deficit index calculated based on oblique viewed surface temperature. *Irrig. Sci.* 27, 41–56. doi:10.1007/s00271-008-0120-5
- Kool, D., Agam, N., Lazarovitch, N., Heitman, J.L., Sauer, T.J., Ben-Gal, A., 2014. A review of approaches for evapotranspiration partitioning. *Agric. For. Meteorol.* 184, 56–70. doi:10.1016/j.agrformet.2013.09.003
- Kustas, W.P., Albertson, J.D., 2003. Effects of surface temperature contrast on land-atmosphere exchange: A

- case study from Monsoon 90. *Water Resour. Res.* 39. doi:10.1029/2001WR001226
- Kustas, W.P., Norman, J.M., 1997. A two-source approach for estimating turbulent fluxes using multiple angle thermal infrared observations. *Water Resour. Res.* 33, 1495–1508. doi:10.1029/97WR00704
- Lagouarde, J.-P., Boulet, G., 2016. Energy balance of continental surfaces and the use of surface temperature, in: *Land Surface Remote Sensing in Continental Hydrology*. Elsevier, p. 504.
- Lagouarde, J.-P., Irvine, M., Dupont, S., 2015. Atmospheric turbulence induced errors on measurements of surface temperature from space. *Remote Sens. Environ.* 168, 40–53. doi:10.1016/J.RSE.2015.06.018
- Lavee, H., Imeson, A.C., Sarah, P., 1998. The impact of climate change on geomorphology and desertification along a mediterranean-arid transect. *L. Degrad. Dev.* 9, 407–422. doi:10.1002/(SICI)1099-145X(199809/10)9:5<407::AID-LDR302>3.0.CO;2-6
- Leroi, E., Desvarreux, P., Grésillon, J.M., Flavigny, E., Gandola, F., Asté, J.P., Lafforgue, T., 1994. pluie, infiltration et stabilité de pentes rapport d'avancement.
- Leuning, R., Zhang, Y.Q., Rajaud, A., Cleugh, H., Tu, K., 2008. A simple surface conductance model to estimate regional evaporation using MODIS leaf area index and the Penman-Monteith equation. *Water Resour. Res.* 44. doi:10.1029/2007WR006562
- Lili, Z., Duchesne, J., Nicolas, H., Rivoal, R., Breger, P., 1991. Détection infrarouge thermique des maladies du blé d'hiver. *EPPO Bull.* 21, 659–672. doi:10.1111/j.1365-2338.1991.tb01300.x
- Liu, H.Q., Huete, A., 1995. A feedback based modification of the NDVI to minimize canopy background and atmospheric noise. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 33, 457–465. doi:10.1109/36.377946
- Luquet, D., Vidal, A., Dautzat, J., Bégué, A., Olioso, A., Clouvel, P., 2004. Using directional TIR measurements and 3D simulations to assess the limitations and opportunities of water stress indices. *Remote Sens. Environ.* 90, 53–62. doi:10.1016/J.RSE.2003.09.008
- Maes, W.H., Steppe, K., 2012. Estimating evapotranspiration and drought stress with ground-based thermal remote sensing in agriculture: a review. *J. Exp. Bot.* 63, 4671–4712. doi:10.1093/jxb/ers165
- Mahfouf, J.F., Noilhan, J., Mahfouf, J.F., Noilhan, J., 1991. Comparative Study of Various Formulations of Evaporations from Bare Soil Using In Situ Data. *J. Appl. Meteorol.* 30, 1354–1365. doi:10.1175/1520-0450(1991)030<1354:CSOVFO>2.0.CO;2
- Manabe, S., Bryan, K., Manabe, S., Bryan, K., 1969. Climate Calculations with a Combined Ocean-Atmosphere Model. *J. Atmos. Sci.* 26, 786–789. doi:10.1175/1520-0469(1969)026<0786:CCWACO>2.0.CO;2
- Martínez-Ballesta, M.D.C., Bastías, E., Carvajal, M., 2008. Combined effect of boron and salinity on water transport: The role of aquaporins. *Plant Signal. Behav.* 3, 844–5.
- McMichael, C.E., Hope, A.S., Stow, D.A., Fleming, J.B., Vourlitis, G., Oechel, W., 1999. Estimating CO₂ exchange at two sites in Arctic tundra ecosystems during the growing season using a spectral vegetation index. *int. j. Remote Sens.* 20, 683–698.
- Mediavilla, S., Escudero, A., Heilmeyer, H., 2001. Internal leaf anatomy and photosynthetic resource-use efficiency: interspecific and intraspecific comparisons. *Tree Physiol.* 21, 251–259. doi:10.1093/treephys/21.4.251
- Montanaro, G., Nuzzo, V., Xiloyannis, C., Dichio, B., 2018. Climate change mitigation and adaptation in agriculture: the case of the olive. *J. Water Clim. Chang.* 9, jwc2018023. doi:10.2166/wcc.2018.023
- Monteith, J.L., 1965. Evaporation and environment. *Symp. Soc. Exp. Biol.* 19, 205–34.
- Montginoul, M., Morardet, S., Favre, M., Azizi, A., 2018. Evaluation de scénarios de consommation en eau à l' horizon 2030.
- Moran, M.S., Clarke, T.R., Inoue, Y., Vidal, A., 1994. Estimating crop water deficit using the relation between surface-air temperature and spectral vegetation index. *Remote Sens. Environ.* 49, 246–263. doi:10.1016/0034-4257(94)90020-5
- Moreno, F., Fernandez, J.E., Clothier, B.E., Green, S.R., 1996. Transpiration and root water uptake by olive trees. *Plant Soil* 184, 85–96. doi:10.1007/BF00029277
- Moriana, A., Villalobos, F.J., Fereres, E., 2002. Stomatal and photosynthetic responses of olive (*Olea europaea* L.) leaves to water deficits. *Plant, Cell Environ.* 25, 395–405. doi:10.1046/j.0016-8025.2001.00822.x
- Moutonnet, P., 1969. Une méthode neutronique de mesure de l'humidité des sols en surface. *Int. J. Appl. Radiat. Isot.* 20, 23–27. doi:10.1016/0020-708X(69)90162-8
- Mu, Q., Heinsch, F.A., Zhao, M., Running, S.W., 2007. Development of a global evapotranspiration algorithm based on MODIS and global meteorology data. *Remote Sens. Environ.* 111, 519–536. doi:10.1016/j.rse.2007.04.015
- Nagler, P.L., Scott, R.L., Westenburg, C., Cleverly, J.R., Glenn, E.P., Huete, A.R., 2005. Evapotranspiration on western U.S. rivers estimated using the Enhanced Vegetation Index from MODIS and data from eddy covariance and Bowen ratio flux towers. *Remote Sens. Environ.* 97, 337–351. doi:10.1016/J.RSE.2005.05.011
- Nakaji, T., Oguma, H., Fujinuma, Y., 2006. Seasonal changes in the relationship between photochemical reflectance index and photosynthetic light use efficiency of Japanese larch needles. *Int. J. Remote Sens.* 27, 493–509. doi:10.1080/01431160500329528
- Nemani, R.R., Running, S.W., 1989. Testing a theoretical climate-soil-leaf area hydrologic equilibrium of forests

- using satellite data and ecosystem simulation. *Agric. For. Meteorol.* 44, 245–260. doi:10.1016/0168-1923(89)90020-8
- Ni, Z., Liu, Z., Huo, H., Li, Z.-L., Nerry, F., Wang, Q., Li, X., Ni, Z., Liu, Z., Huo, H., Li, Z.-L., Nerry, F., Wang, Q., Li, X., 2015. Early Water Stress Detection Using Leaf-Level Measurements of Chlorophyll Fluorescence and Temperature Data. *Remote Sens.* 7, 3232–3249. doi:10.3390/rs70303232
- Nichol, C.J., Huemmrich, K.F., Black, T.A., Jarvis, P.G., Walthall, C.L., Grace, J., Hall, F.G., 2000. Remote sensing of photosynthetic-light-use efficiency of boreal forest. *Agric. For. Meteorol.* 101, 131–142. doi:10.1016/S0168-1923(99)00167-7
- Noilhan, J., Planton, S., 1989. A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Mon. Weather Rev.* 117, 536–549. doi:10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2
- Norman, J.M., Kustas, W.P., Humes, K.S., 1995. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agric. For. Meteorol.* 77, 263–293. doi:10.1016/0168-1923(95)02265-Y
- Observatoire National de l'Agriculture [WWW Document], 2017. URL <http://www.onagri.nat.tn/indicateurs> (accessed 10.10.17).
- Ortega-Farias, S., Poblete-Echeverría, C., Brisson, N., 2010. Parameterization of a two-layer model for estimating vineyard evapotranspiration using meteorological measurements. *Agric. For. Meteorol.* 150, 276–286. doi:10.1016/j.agrformet.2009.11.012
- Palese, A.M., Nuzzo, V., Dichio, B., Celano, G., Romano, M., Xiloyannis, C., 2000. The influence of soil water content on root density in young olive trees. *Acta Hort.* 329–336. doi:10.17660/ActaHortic.2000.537.38
- Peñuelas, J., FILE, I., Gamon, J.A., 1995. Assessment of photosynthetic radiation-use efficiency with spectral reflectance. *New Phytol.* 131, 291–296. doi:10.1111/j.1469-8137.1995.tb03064.x
- Peñuelas, J., Gamon, J.A., Fredeen, A.L., Merino, J., Field, C.B., 1994. Reflectance indices associated with physiological changes in nitrogen- and water-limited sunflower leaves. *Remote Sens. Environ.* 48, 135–146. doi:10.1016/0034-4257(94)90136-8
- Peñuelas, J., Inoue, Y., 2000. Reflectance assessment of canopy CO₂ uptake, int. j. remote sensing.
- Peñuelas, J., Llusia, J., Pinol, J., Filella, I., 1997. Photochemical reflectance index and leaf photosynthetic radiation-use-efficiency assessment in Mediterranean trees. *Remote Sens.* 18, 2863–2868.
- Peñuelas, J., Savé, R., Marfà, O., Serrano, L., 1992. Remotely measured canopy temperature of greenhouse strawberries as indicator of water status and yield under mild and very mild water stress conditions. *Agric. For. Meteorol.* 58, 63–77. doi:10.1016/0168-1923(92)90111-G
- Pierantozzi, P., Torres, M., Bodoira, R., Maestri, D., 2013. Water relations, biochemical – physiological and yield responses of olive trees (*Olea europaea* L. cvs. Arbequina and Manzanilla) under drought stress during the pre-flowering and flowering period. *Agric. Water Manag.* 125, 13–25. doi:10.1016/j.agwat.2013.04.003
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J., 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Mon. Weather Rev.* 100, 81–92. doi:10.1175/1520-0493(1972)100<0081:OTAOSH>2.3.CO;2
- Prince, S.D., 1991. A model of regional primary production for use with coarse resolution satellite data. *Int. J. Remote Sens.* 12, 1313–1330. doi:10.1080/01431169108929728
- Qiu, G.Y., Wang, L., He, X., Zhang, X., Chen, S., Chen, J., Yang, Y., 2008. Water use efficiency and evapotranspiration of winter wheat and its response to irrigation regime in the north China plain. *Agric. For. Meteorol.* 148, 1848–1859. doi:10.1016/j.agrformet.2008.06.010
- Ragab, R., Prudhomme, C., 2002. SW—Soil and Water: Climate Change and Water Resources Management in Arid and Semi-arid Regions: Prospective and Challenges for the 21st Century. *Biosyst. Eng.* 81, 3–34. doi:10.1006/BIOE.2001.0013
- Rahman, A.F., Cordova, V.D., Gamon, J.A., Schmid, H.P., Sims, D.A., 2004. Potential of MODIS ocean bands for estimating CO₂ flux from terrestrial vegetation: A novel approach. *Geophys. Res. Lett.* 31, L10503. doi:10.1029/2004GL019778
- Rahman, A.F., Gamon, J.A., Fuentes, D.A., Roberts, D.A., Prentiss, D., 2001. Modeling spatially distributed ecosystem flux of boreal forest using hyperspectral indices from AVIRIS imagery. *J. Geophys. Res. Atmos.* 106, 33579–33591. doi:10.1029/2001JD900157
- Rana, G., Katerji, N., 2000. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *Eur. J. Agron.* 13, 125–153. doi:10.1016/S1161-0301(00)00070-8
- Rashid, A., Stark, J.C., Tanveer, A., Mustafa, T., 1999. Use of Canopy Temperature Measurements as a Screening Tool for Drought Tolerance in Spring Wheat. *J. Agron. Crop Sci.* 182, 231–238. doi:10.1046/j.1439-037x.1999.00335.x
- Richards, L.A., 1931. CAPILLARY CONDUCTION OF LIQUIDS THROUGH POROUS MEDIUMS. *Physics (College. Park. Md.)* 1, 318–333. doi:10.1063/1.1745010
- Richardson, A.D., Berlyn, G.P., 2002. Changes in foliar spectral reflectance and chlorophyll fluorescence of four temperate species following branch cutting. *Tree Physiol.* 22, 499–506.
- Rothfuss, Y., Biron, P., Braud, I., Canale, L., Durand, J.-L., Gaudet, J.-P., Richard, P., Vauclin, M., Bariac, T.,

2010. Partitioning evapotranspiration fluxes into soil evaporation and plant transpiration using water stable isotopes under controlled conditions. *Hydrol. Process.* 24, 3177–3194. doi:10.1002/hyp.7743
- Sakuratani, T., 1981. A Heat Balance Method for Measuring Water Flow Rate in Stems of Intact Plants and Its Application to Sugarcane Plants. *J. Agric. Meteorol.* 37, 9–17.
- Sandholt, I., Rasmussen, K., Andersen, J., 2002. A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sens. Environ.* 79, 213–224. doi:10.1016/S0034-4257(01)00274-7
- Santos, F., Santos, L., F., 2018. Olive Water Use, Crop Coefficient, Yield, and Water Productivity under Two Deficit Irrigation Strategies. *Agronomy* 8, 89. doi:10.3390/agronomy8060089
- Santos, F.L., Valverde, P.C., Ramos, A.F., Reis, J.L., Castanheira, N.L., 2007. Water use and response of a dry-farmed olive orchard recently converted to irrigation. *Biosyst. Eng.* 98, 102–114. doi:10.1016/j.biosystemseng.2007.03.027
- Saux-Picart, S., Ottlé, C., Decharme, B., André, C., Zribi, M., Perrier, A., Coudert, B., Boulain, N., Cappelaere, B., Descroix, L., Ramier, D., 2009. Water and energy budgets simulation over the AMMA-Niger super-site spatially constrained with remote sensing data. *J. Hydrol.* 375, 287–295. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.023
- Schwabe, W.W., Lionakis, S.M., 1996. Leaf attitude in olive in relation to drought resistance. *J. Hortic. Sci.* 71, 157–166. doi:10.1080/14620316.1996.11515392
- Seguin, B., Itier, B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evaporation from satellite thermal IR data. *Int. J. Remote Sens.* 4, 371–383. doi:10.1080/01431168308948554
- Sellers, P.J., Randall, D.A., Collatz, G.J., Berry, J.A., Field, C.B., Dazlich, D.A., Zhang, C., Collelo, G.D., Bounoua, L., Sellers, P.J., Randall, D.A., Collatz, G.J., Berry, J.A., Field, C.B., Dazlich, D.A., Zhang, C., Collelo, G.D., Bounoua, L., 1996. A Revised Land Surface Parameterization (SiB2) for Atmospheric GCMs. Part I: Model Formulation. *J. Clim.* 9, 676–705. doi:10.1175/1520-0442(1996)009<0676:ARLSPF>2.0.CO;2
- Sepulcre-Cantó, G., Zarco-Tejada, P.J., Sobrino, J.A., Berni, J.A.J., Jiménez-Muñoz, J.C., Gastellu-Etchegorry, J.P., 2009. Discriminating irrigated and rainfed olive orchards with thermal ASTER imagery and DART 3D simulation. *Agric. For. Meteorol.* 149, 962–975. doi:10.1016/j.agrformet.2008.12.001
- Shani, U., Dudley, L.M., 2001. Field Studies of Crop Response to Water and Salt Stress. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 65, 1522. doi:10.2136/sssaj2001.6551522x
- Shuttleworth, W.J., Wallace, J.S., 1985. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 111, 839–855. doi:10.1002/qj.49711146910
- Simonneaux, V., Duchemin, B., Helson, D., Er-Raki, S., Olioso, A., Chehbouni, A.G., 2008. The use of high-resolution image time series for crop classification and evapotranspiration estimate over an irrigated area in central Morocco. *Int. J. Remote Sens.* 29, 95–116. doi:10.1080/01431160701250390
- Sims, D.A., Gamon, J.A., 2002a. Relationships between leaf pigment content and spectral reflectance across a wide range of species, leaf structures and developmental stages. *Remote Sens. Environ.* 81, 337–354. doi:10.1016/S0034-4257(02)00010-X
- Sims, D.A., Gamon, J.A., 2002b. Relationships between leaf pigment content and spectral reflectance across a wide range of species, leaf structures and developmental stages. *Remote Sens. Environ.* 81, 337–354. doi:10.1016/S0034-4257(02)00010-X
- Sofo, A., 2011. Drought stress tolerance and photoprotection in two varieties of olive tree. *Acta Agric. Scand. Sect. B - Soil Plant Sci.* 61, 711–720. doi:10.1080/09064710.2010.545071
- Stisen, S., Jensen, K.H., Sandholt, I., Grimes, D.I.F., 2008. A remote sensing driven distributed hydrological model of the Senegal River basin. *J. Hydrol.* 354, 131–148. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.03.006
- Stoy, P.C., El-Madany, T., Fisher, J.B., Gentine, P., Gerken, T., Good, S.P., Liu, S., Miralles, D.G., Perez-Priego, O., Skaggs, T.H., Wohlfahrt, G., Anderson, R.G., Jung, M., Maes, W.H., Mammarella, I., Mauder, M., Migliavacca, M., Nelson, J.A., Poyatos, R., Reichstein, M., Scott, R.L., Wolf, S., 2019. Reviews and syntheses: Turning the challenges of partitioning ecosystem evaporation and transpiration into opportunities. *Biogeosciences Discuss.* 1–47. doi:10.5194/bg-2019-85
- Stylinski, C., Gamon, J., Oechel, W., 2002. Seasonal patterns of reflectance indices, carotenoid pigments and photosynthesis of evergreen chaparral species. *Oecologia* 131, 366–374. doi:10.1007/s00442-002-0905-9
- Su, Z., 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 6, 85–100. doi:10.5194/hess-6-85-2002
- Suárez, L., Zarco-Tejada, P.J., Sepulcre-Cantó, G., Pérez-Priego, O., Miller, J.R., Jiménez-Muñoz, J.C., Sobrino, J., 2008. Assessing canopy PRI for water stress detection with diurnal airborne imagery. *Remote Sens. Environ.* 112, 560–575. doi:10.1016/J.RSE.2007.05.009
- Taghvaeian, S., Chávez, J., Hansen, N., Taghvaeian, S., Chávez, J.L., Hansen, N.C., 2012. Infrared Thermometry to Estimate Crop Water Stress Index and Water Use of Irrigated Maize in Northeastern Colorado. *Remote Sens.* 4, 3619–3637. doi:10.3390/rs4113619
- Tang, R., Li, Z.-L., Tang, B., 2009. An application of the T s-VI triangle method with enhanced edges determination for evapotranspiration estimation from MODIS data in arid and semi-arid regions:

- Implementation and validation. *Remote Sens. Environ.* 114, 540–551. doi:10.1016/j.rse.2009.10.012
- Touzi, S., Ben Zakour, M., 2015. expérience tunisienne pour faire face à la variabilité et au changement climatique en zones côtières.
- Valancogne, C., Nasr, Z., 1989. Une méthode de mesure du débit de sève brute dans de petits arbres par bilan de chaleur. *Agronomie* 9, 609–617. doi:10.1051/agro:19890609
- van der Keur, P., Hansen, S., Schelde, K., Thomsen, A., 2001. Modification of DAISY SVAT model for potential use of remotely sensed data. *Agric. For. Meteorol.* 106, 215–231. doi:10.1016/S0168-1923(00)00212-4
- Vichi, S., Cortés-Francisco, N., Caixach, J., Barrios, G., Mateu, J., Ninot, A., Romero, A., 2016. Epicuticular Wax in Developing Olives (*Olea europaea*) Is Highly Dependent upon Cultivar and Fruit Ripeness. *J. Agric. Food Chem.* 64, 5985–5994. doi:10.1021/acs.jafc.6b02494
- Wang, X.-F., Yakir, D., 1995. Temporal and spatial variations in the oxygen-18 content of leaf water in different plant species. *Plant, Cell Environ.* 18, 1377–1385. doi:10.1111/j.1365-3040.1995.tb00198.x
- Weng, J.H., Jhaung, L.H., Lin, R.J., Chen, H.Y., 2010. Relationship between photochemical efficiency of photosystem II and the photochemical reflectance index of mango tree: merging data from different illuminations, seasons and leaf colors. *Tree Physiol.* 30, 469–478. doi:10.1093/treephys/tpq007
- Williams, D.G., Cable, W., Hultine, K., Hoedjes, J.C.B., Yepez, E.A., Simonneaux, V., Er-Raki, S., Boulet, G., de Bruin, H.A.R., Chehbouni, A., Hartogensis, O.K., Timouk, F., 2004. Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques. *Agric. For. Meteorol.* 125, 241–258. doi:10.1016/j.agrformet.2004.04.008
- Williams, M., Rastetter, E.B., Fernandes, D.N., Goulden, M.L., Wofsy, S.C., Shaver, G.R., Melillo, J.M., Munger, J.W., Fan, S.-M., Nadelhoffer, K.J., 1996. Modelling the soil-plant-atmosphere continuum in a *Quercus-Acer* stand at Harvard Forest: the regulation of stomatal conductance by light, nitrogen and soil/plant hydraulic properties. *Plant, Cell Environ.* 19, 911–927. doi:10.1111/j.1365-3040.1996.tb00456.x
- Xiao, X., Zhang, Q., Saleska, S., Hutrya, L., De Camargo, P., Wofsy, S., Froking, S., Boles, S., Keller, M., Moore, B., 2005. Satellite-based modeling of gross primary production in a seasonally moist tropical evergreen forest. *Remote Sens. Environ.* 94, 105–122. doi:10.1016/J.RSE.2004.08.015
- Xiloyannis, C., Dichio, B., Nuzzo, V., Celano, G., 1999. DEFENCE STRATEGIES OF OLIVE AGAINST WATER STRESS. *Acta Hort.* 423–426. doi:10.17660/ActaHortic.1999.474.86
- Yang, Y., 2015. Evapotranspiration over heterogeneous vegetated surfaces : models and applications.
- Yepez, E.A., Williams, D.G., Scott, R.L., Lin, G., Yepez, E.A., 2003. Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semiarid savanna woodland from the isotopic composition of water vapor. *Agric. For. Meteorol.* 119, 53–68. doi:10.1016/S0168-1923(03)00116-3
- Zegada-Lizarazu, W., Berliner, P.R., 2011. Inter-row Mulch Increase the Water Use Efficiency of Furrow-Irrigated Maize in an Arid Environment. *J. Agron. Crop Sci.* 197, 237–248. doi:10.1111/j.1439-037X.2010.00451.x
- Zhang, B., Kang, S., Li, F., Zhang, L., 2008. Comparison of three evapotranspiration models to Bowen ratio-energy balance method for a vineyard in an arid desert region of northwest China. *Agric. For. Meteorol.* 148, 1629–1640. doi:10.1016/J.AGRFORMET.2008.05.016
- Zhang, Y., Shen, Y., Sun, H., Gates, J.B., 2011. Evapotranspiration and its partitioning in an irrigated winter wheat field: A combined isotopic and micrometeorologic approach. *J. Hydrol.* 408, 203–211. doi:10.1016/J.JHYDROL.2011.07.036

Chapitre II : Site d'étude et traitement des données

II	Chapitre II : Site d'étude et traitement des données	47
II.1	Introduction.....	48
II.2	Site d'étude.....	48
II.2.1	Cadre géographique, climatique, pédologique et occupation des sols de la zone	48
II.2.2	Dispositif expérimental	51
II.3	Méthodes utilisées et post-traitement des données	54
II.3.1	Les termes du bilan d'énergie	54
II.3.2	Les composantes de l'évapotranspiration	57
II.3.3	La caractérisation de la contrainte hydrique	63
a)	Les facteurs abiotiques : le VPD et le contenu en eau dans le sol ..	63
b)	Les facteurs biotiques : l'indice de stress hydrique (ITP).....	65
II.3.4	La proxidétection	66
a)	le PRI et le NDVI.....	66
b)	La température de végétation.....	66
II.4	Conclusion partielle et synthèse.....	67

II.1 Introduction

Dans ce chapitre, nous nous sommes intéressés à la présentation du cadre général de la zone d'étude (localisation, climat, ressources naturelles et occupation des sols). Ensuite, une description détaillée du dispositif expérimental a été faite. Les instruments ainsi que les centrales d'aquisition, qui ont permis de mesurer et de collecter les données, ont été présentés. Le traitement des données expliqué ici est utile pour avoir une base de données complète et prête pour l'analyse.

II.2 Site d'étude

II.2.1 Cadre géographique, climatique, pédologique et occupation des sols de la zone

La zone d'étude est une oliveraie pluviale qui se situe au Sud de la plaine de Kairouan à quelques km de Nasrallah (Figure II. 1). Cette région appartient à un climat semi-aride caractérisé par la forte variabilité spatio-temporelle des précipitations et de la température.

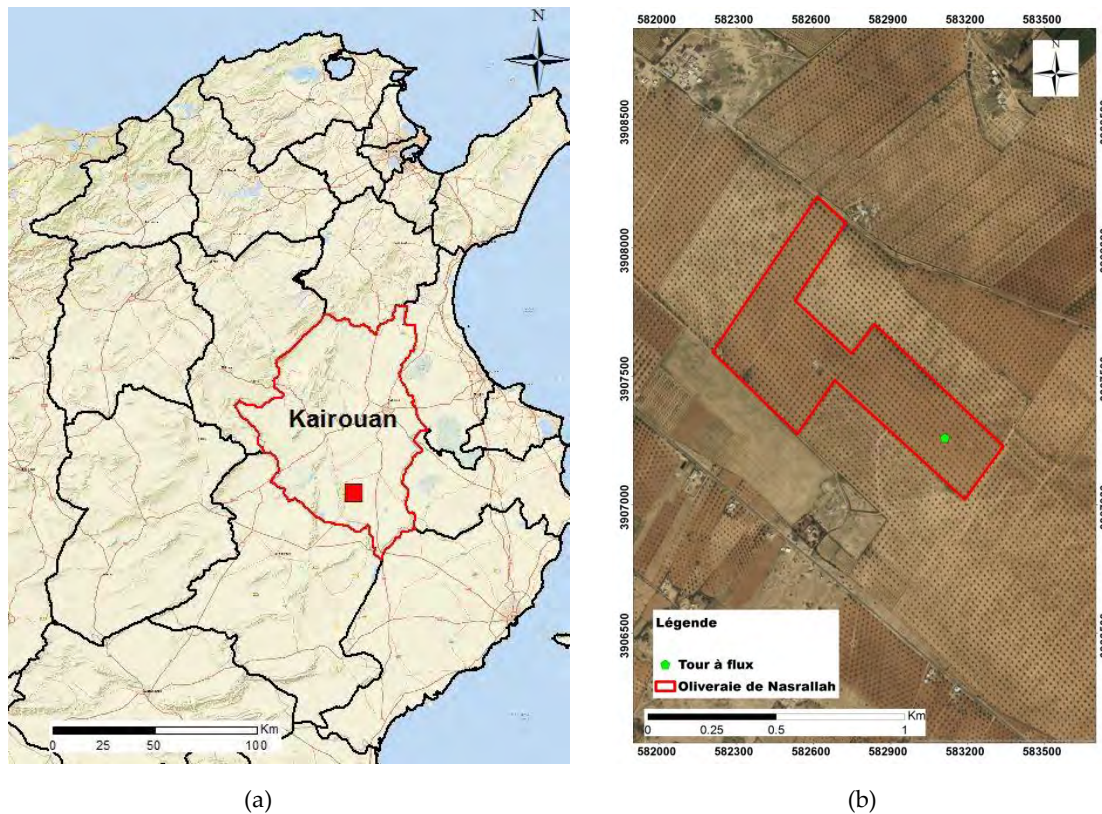
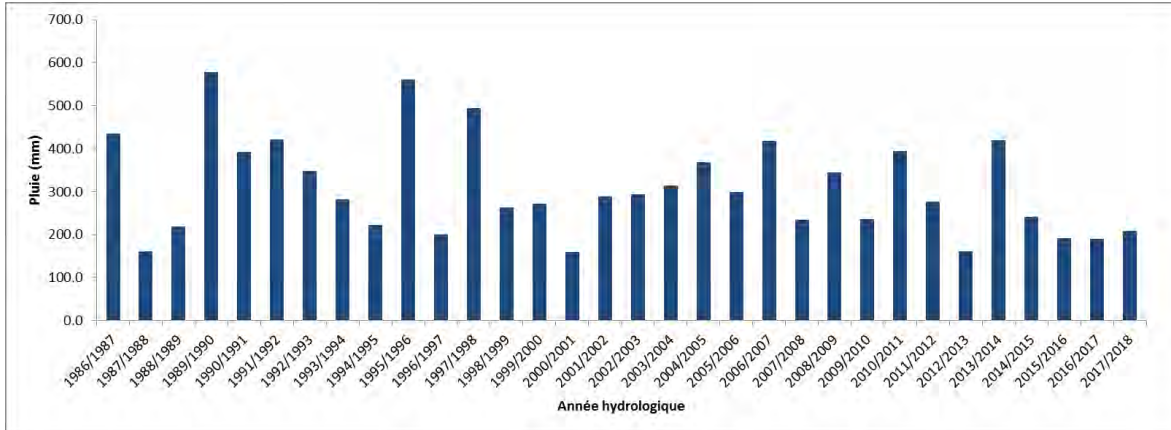


Figure II.1: Parcelle expérimentale de Nasrallah

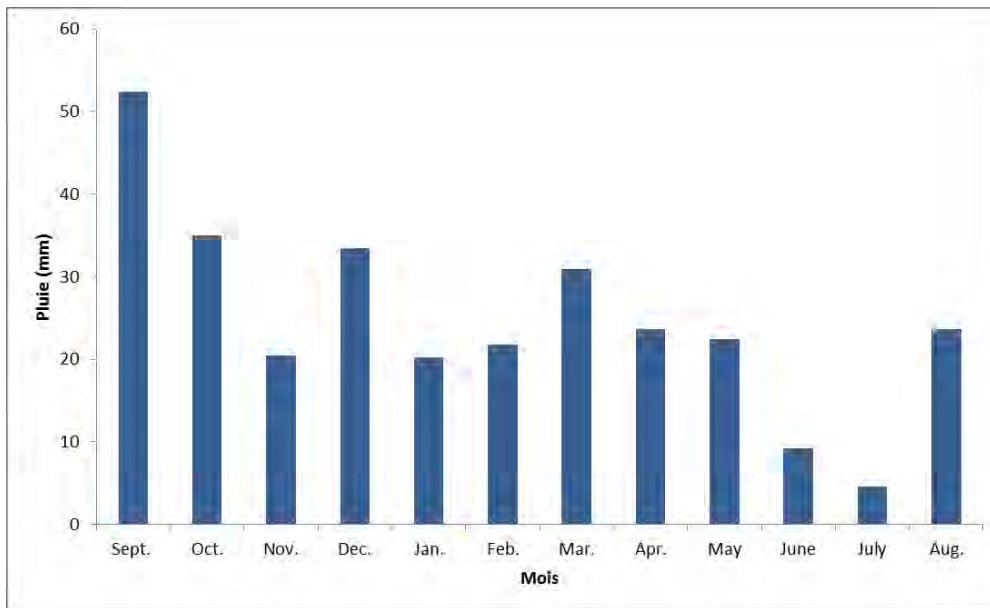
- **La pluviométrie**

La saison des pluies à Kairouan s'étend de Septembre à Avril et, en été, les pluies sont presque inexistantes. Cette région se caractérise par une forte variabilité interannuelle des précipitations avec la présence récurrente d'événements extrêmes tels que les inondations et les sécheresses intenses. Les précipitations sont constituées essentiellement de pluie. Les rosées et les brouillards sont négligeables à cause de la sécheresse de l'atmosphère.

Selon la disponibilité des données, les précipitations annuelles mesurées entre 1986 et 2018 à la station météorologique de Kairouan, ayant pour coordonnées (35°22'60"N ; 9°32'40"E), sont illustrées au niveau de la figure II.1a. Dans cette figure, les cumuls annuels sont calculés pour les années hydrologiques, de septembre à août. Les précipitations annuelles moyennes sont d'environ 308 mm. 2000-2001 a été l'année hydrologique la plus sèche, avec une pluviométrie annuelle totale de 158 mm. L'année hydrologique la plus humide, sur la période allant de 1986 à 2018, a été 1989-1990, avec un cumul de 577 mm de précipitations annuelles.



(a)



(b)

Figure II.2 : Le cumul annuel des précipitations (a) et le cumul moyen mensuel (b) sur la période 1986-2018

De plus, les précipitations mensuelles moyennes mesurées dans la même station météorologique sont illustrées à la figure II.2b et font apparaître des variations significatives des précipitations inter-mensuelles tout au long de l'année. Les pluies les plus intenses sont enregistrées en septembre et octobre. Dans la plupart des cas, les pluies d'hiver sont souvent de faible intensité par rapport aux pluies d'automne, alors que les pluies d'été sont rares ou absentes (les mois les plus secs sont Juin et Juillet).

• **La température de l'air**

La figure II.3 décrit le cycle annuel de la température au Kairouanais. L'analyse des données de la température de la région de Kairouan sur une série de 32 ans, allant de 1986 jusqu'à 2018 montre que la température mensuelle moyenne oscille entre 11 °C et 30 °C. Le mois le plus froid est le mois de Janvier avec une température moyenne mensuelle de 12 °C alors que le mois le plus chaud est celui de Juillet avec une température moyenne mensuelle de 30 °C. Cette variation de température prouve l'aridité climatique de la région.

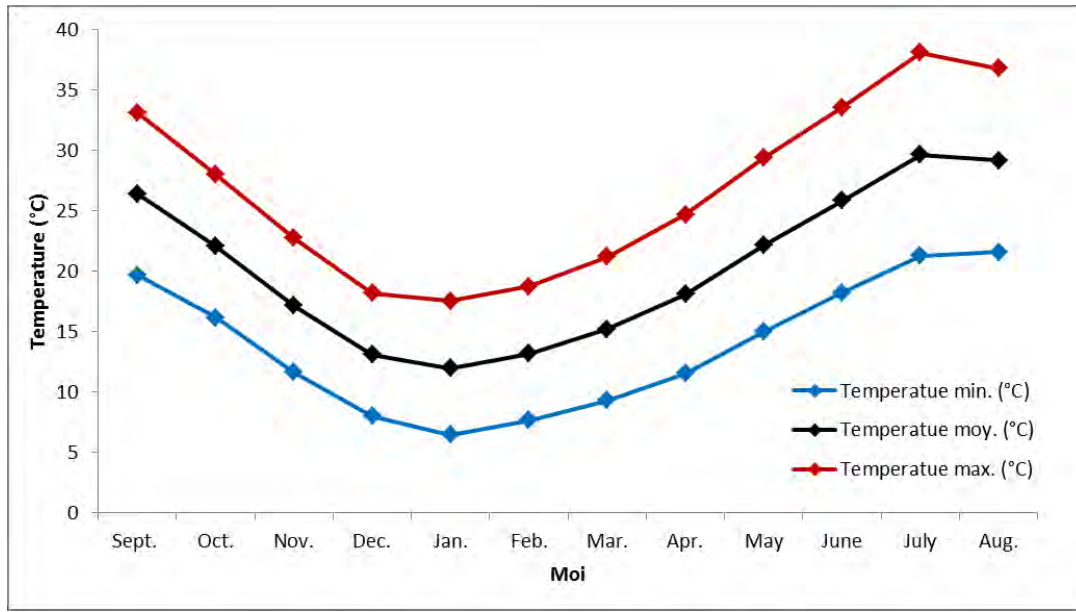


Figure II.3 : Les maximum, moyenne et minimum de température mensuelle mesurés entre 1986 et 2018 à la station de Kairouan

• **Pédologie de la zone et occupation des sols**

Dans la région de kairouan, on note une forte variabilité intra- et inter-parcellaire des textures des sols en raison de leurs origines géologique et pédogénétique. Les ressources en sols sont fortement dévaluées à cause des faibles précipitations en milieu semi-aride. La carte de l'évolution du contenu en argile de la plaine de Kairouan a été élaboré à une résolution spatiale fine (30 m), par Shabou et al. (2015), en se basant sur les séries temporelles des images Landsat Thematic Mapper, les cartes de sol existantes et le contenu en argile généré par les données radar TerraSAR-X. La teneur en argile, exprimée en g/Kg, est très hétérogène et varie entre 0 et plus de 350. La classe dominante est celle ayant un pourcentage d'argile compris entre 200 et 280 g/Kg et couvre 15% de la superficie de la plaine.

Les facteurs climatiques, les sols et les ressources en eau disponibles conditionnent l'utilisation des terres arables dans la plaine de Kairouan. La carte d'occupation des sols de la zone d'étude la plus récente est celle pour l'été de l'année agricole 2017-2018 (Figure II.4); elle a été établie à partir d'une série temporelle de NDVI dérivé des images Sentinel-2 à une résolution spatiale de 10 m. cette carte a été obtenue par une classification par arbre de décision. Elle comprend respectivement sept classes. Cette carte montre que l'occupation principale des terres agricoles dans la plaine de Kairouan correspond aux maraichages d'été (tomate, piment, melon, pastèque...) avec 21.9 %. Les

oliviers non-irrigués occupent 17 % des terres. L'olivier est particulièrement adapté aux caractéristiques spécifiques des zones arides. L'arboriculture (ammandier, abricotier, pêchier...) constitue une autre classe principale (7.6 %). Dans cette carte saisonnière (été), les cultures annuelles (principalement de blé dur et d'orge) ne sont pas présentes et couvrent une fraction importante de la classe sol nu dans la carte d'occupation des sols d'hiver.

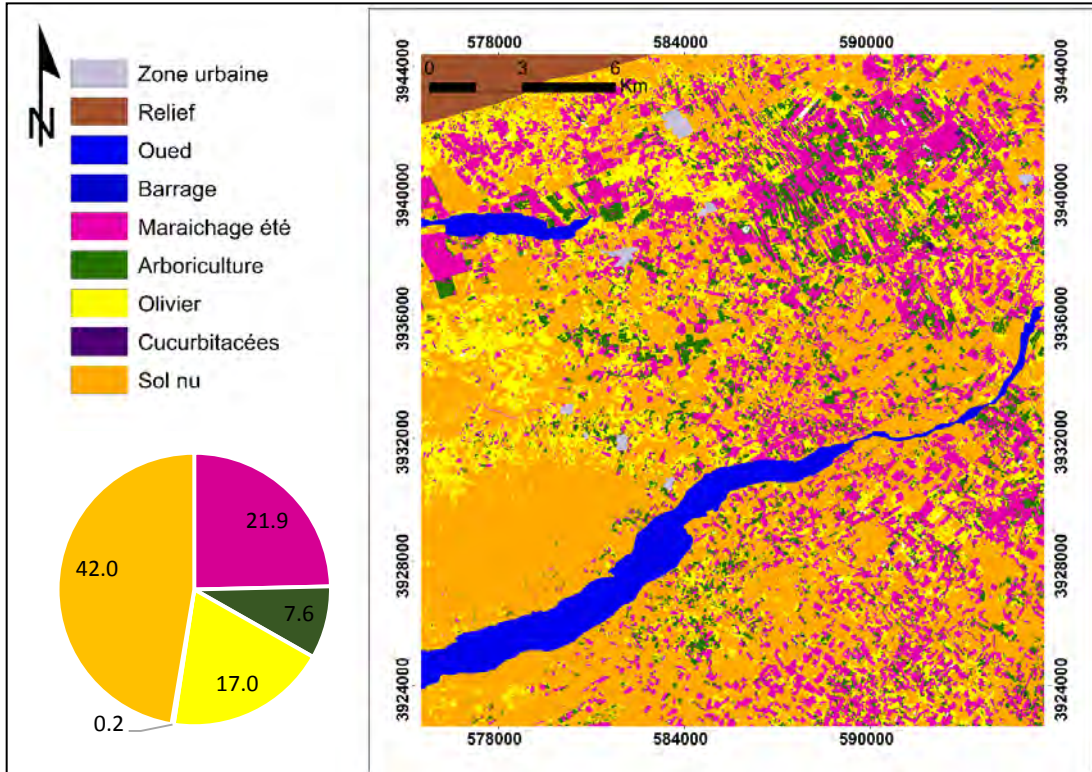
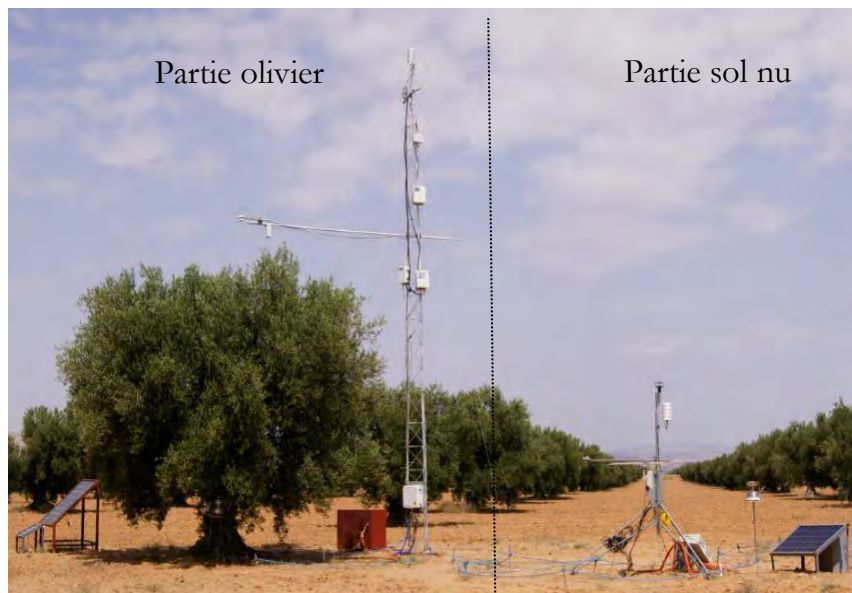


Figure II.4 : La carte d'occupation du sol pour l'été 2018 (source : Kassouk et al. (2018))

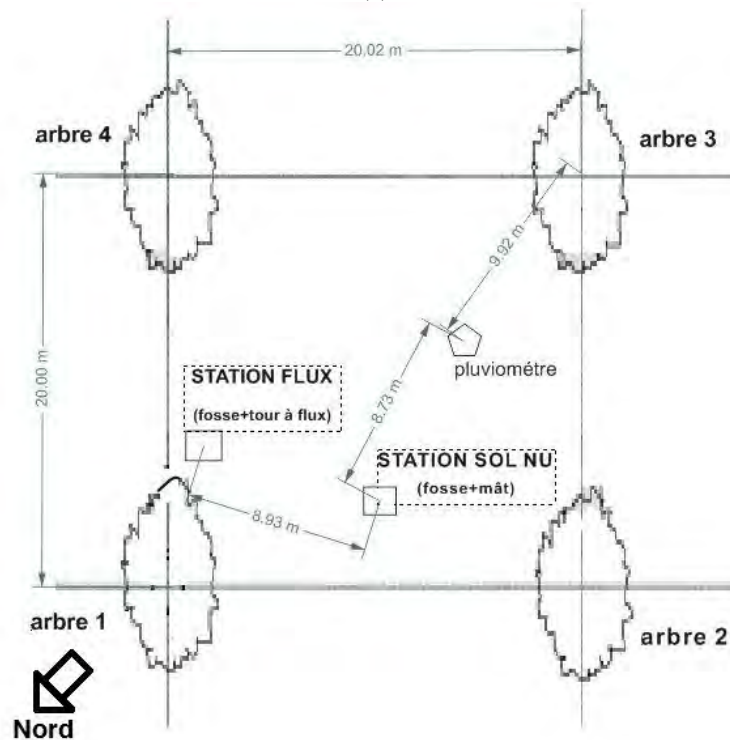
II.2.2 Dispositif expérimental

Le dispositif expérimental de Nasrallah a été installé le 03/05/2012 au milieu de la parcelle et a pour coordonnées géographiques (35°18'17.14"N ; 9°54'56.62"E). Il se compose de deux parties ; une partie sol nu et une partie olivier. La variété Chemlali qui occupe la majeure partie de l'oliveraie est un arbre à port retombant. Les oliviers sont cultivés en rang avec une hauteur moyenne de 5 m et un espacement de 20 m, typique de la Tunisie centrale. Concernant les pratiques culturales d'entretien, le sol nu est souvent labouré de façon superficielle 2 à 5 fois /an et une taille tardive des branches a lieu chaque année en période de sécheresse. Le type de sol est limoneux-sableux (88% de sable, 8 % d'argile et 4 % de limon) avec une densité apparente de 1.65 g cm⁻³.

J'ai participé personnellement à l'installation du dispositif expérimental et assuré le suivi ainsi que la collecte et le traitement des données. Le site est alimenté par trois panneaux solaires connectés à deux batteries. La tour à flux a une hauteur de 9.5 m et le bras radiométrique, installée à 1.5 m du houppier, a une hauteur de 6.7 m (voir figure III. 1a). Une station d'aquisition type CR1000 (Campbell scientific, Logan, USA), calibrée par le constructeur, permet de stocker les données sur une carte mémoire. Les données sont aussi télétransmises sur le serveur du CESBIO.



(a)



(b)

Figure II.5 : (a) Une photo du site expérimental et (b) et un schéma vu de dessus ; l'espacement de 20 m est mesuré à partir du tronc et les deux fosses sont instrumentées.

Les paramètres mesurés ainsi que les capteurs de mesure sont détaillés dans le tableau II. 1.

Tableau II. 1 : Tableau récapitulatif de l'instrumentation du site de Nasrallah ainsi que les variables mesurées

Partie	Aérien/enterré	Variable	Capteur	Nombre/Hauteur ou Profondeur	Précision des capteurs
olivier	Aérien	Humidité spécifique de l'air et la fraction molaire de CO ₂	Analyseur de gaz (Campbell S., Li-Cor 7500)	1/9.5m	A moins de 1%
		3 composantes du vent	Anémomètre sonic 3D (Campbell S., CSAT3)	1/9.5 m	±0,7° à 1 m/s (pour un vent horizontal)
		Température et l'humidité relative de l'air	Sonde température humidité HMP155 (Vaisala, Finland)	1/9.5 m	±(1.0 + 0.008 x valeur lue) %HR ±(0.055 + 0.0057 x température) °C
		4 composantes du rayonnement(le rayonnement incident et réfléchi à courte et à grande longueur d'onde)	Radiomètre CNR4 (Kipp & Zonen, Netherlands) et un radiomètre NR01 (Hukseflux, Netherlands)	1/6.7 m	10 à 20 µV/W/m ²
		Température radiative de surface	Thermoradiomètre IR120 (Campbell Scientific, USA)	2/6.7 et 1.5 m	± 0,2°C
		PRI	Capteur PRI SKR 1800 (SKYE, Britain)	1/6.7 m	-
		NDVI	Capteur NDVI SKR 1800 (SKYE, Britain)	1/ 6.7 m	-
		Turgescence des feuilles	Capteurs ZIM (Plant Technology GmbH, Germany)	8	-
		Flux de sève	Sondes TDP50 (Dynamax, USA)	8/ 1.5 m	-
	enterré	Humidité du sol	Thétaprobés ML2x (DeltaT, UK)	5/5 , 15, 30, 50, 100 cm	±0.01 m ³ .m ⁻³
		Température du sol	Thermistances T108(Hukseflux, Netherlands)	5/2, 5 , 15, 30, 50 cm	+/- 0.25 °C
		Flux de chaleur dans le sol	Plaquettes de flux HFP01 (Hukseflux, Netherlands)	5/ 2 et 5 cm	50 µV/ W/m ²
		Drainage profond	Lysimètre (Decagon G1, USA)	1/ 1.8 m	±1.4 mm
Sol nu	aérien	Vitesse et la direction du vent	Anémomètre à girouette R.M. 010305 (Young, USA)	1/ 2.5m	±0.3 m/s ±3 °
		Température et l'humidité relative de	Sonde température humidité HMP155	1/ 2.5m	±(1.0 + 0.008 x valeur lue)

		l'air	(Vaisala, Finland)		%HR ±(0.055 + 0.0057 x température) °C
		Pluie	Pluviomètre SBS500 (Campbell Scientific, USA)	1/ 2.5m	2 %
		Rayonnement net	Rradiomètre NR01 (Hukseflux, Netherlands)	1/ 2.5m	< 1%
		Température radiative de surface	Thermoradiomètre IR120 (Campbell Scientific, USA)	1/ 2.5m	± 0,2°C
	enterré	Humidité du sol	Thétaprobés ML2x (DeltaT, UK)	5/ 5 , 15, 30, 50, 100 cm	±0.01 m3.m-3
		Température du sol	Thermistances T108 (Hukseflux, Netherlands)	5/ 2, 5, 15, 30, 50 cm	+/- 0.25 °C
		Flux de chaleur dans le sol	Plaquettes de flux HFP01 (Hukseflux, Netherlands)	5/ 2 et 5 cm	50 µV/ W/m²

II.3 Méthodes utilisées et post-traitement des données

II.3.1 Les termes du bilan d'énergie

- **Le rayonnement net**

Afin de tenir compte de l'éparsité du couvert et la structure complexe de ces arbres isolés, le rayonnement net (R_n) de la parcelle est obtenu en pondérant celui mesuré au-dessus de l'arbre et celui du sol nu par leurs fractions de couverture correspondantes comme suit :

$$R_n = R_{nv} * f_c + R_{ns} * (1 - f_c) \quad (\text{II. 1})$$

Où f_c la fraction de couverture de la végétation (0.07), R_{nv} le rayonnement net mesuré au-dessus de l'olivier, R_{ns} le rayonnement net mesuré au-dessus du sol nu.

Le R_{nv} est calculé à partir des mesures du NR01 acquises toutes les 30 minutes par la formule suivante :

$$R_{nv} = E_g \downarrow - E_r \uparrow + E_l \downarrow - E_l \uparrow \quad (\text{II. 2})$$

Où $E_g \downarrow$ est le rayonnement global de courtes longueurs d'ondes ; $E_r \uparrow$ est la partie réfléchiée du rayonnement global ; $E_l \downarrow$ est le rayonnement atmosphérique de grandes longueurs d'ondes et $E_l \uparrow$ est l'ensemble de la partie réfléchiée du rayonnement atmosphérique et du rayonnement propre de la surface terrestre.

Or le capteur qui mesure ce rayonnement au-dessus de l'arbre ne voit pas de la végétation uniquement mais aussi du sol nu compte tenu de son champs hémisphérique. La fraction de végétation vue par le capteur (f_{capteur}) a été estimée à l'aide d'une photo hémisphérique prise au niveau du capteur (Figure II.6).

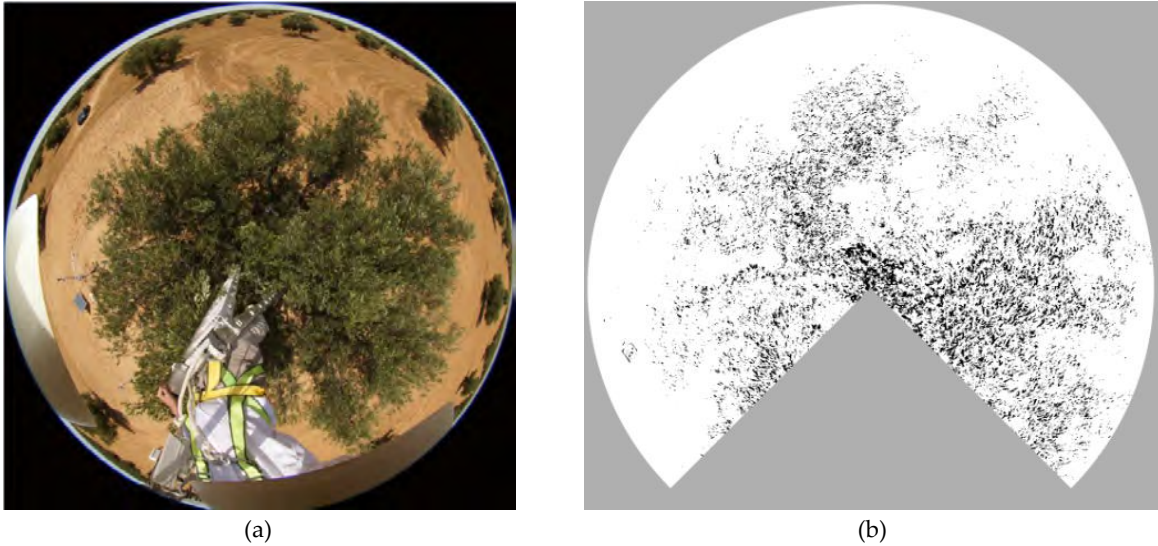


Figure II.6: Une photo hémisphérique prise au-dessus du houppier au niveau du thermoradiomètre avant (a) et après (b) traitement par seuillage

Le rayonnement réel de l'olivier est alors déduit de l'équation suivante :

$$R_{nv} = R_{nv} * f_{\text{capteur}} + R_{ns} * (1 - f_{\text{capteur}}) \quad (\text{II. 3})$$

Où R_{ns} est le rayonnement net du sol nu et f_{capteur} est de l'ordre de 0.85.

- **Le flux de chaleur dans le sol**

Ce flux de chaleur dans le sol (G) a été estimé à partir des mesures des plaquettes de flux surfaciques à 2 cm. Comme pour le rayonnement net, le flux G total a été obtenu à partir de celui mesuré en dessous de l'arbre (sol à l'ombre) (G_v) et celui mesuré à l'inter-rang (sol exposé directement au soleil) (G_s) (équation (II. 4)).

$$G = G_v * f_c + G_s * (1 - f_c) \quad (\text{II. 4})$$

- **Les flux turbulents et le flux de carbone**

Les données brutes d'humidité spécifique de l'air et de la composante verticale de la vitesse du vent sont acquises à haute fréquence (20 Hz) et à 5 m de la canopée entre le 03/05/2012 et 31/12/2015. Cette hauteur est estimée être suffisamment importante pour dépasser la couche de rugosité et assez faible pour ne pas atteindre la couche limite mixte (Baldocchi et al., 1988). À partir de ces mesures, une estimation des moyennes semi-horaires des flux de chaleur latente et du flux de chaleur sensible est obtenue en appliquant la méthode des fluctuations turbulentes à l'aide du logiciel EDDYPRO, développé par LICOR (USA).

Ce modèle nous permet aussi de contrôler la qualité des données obtenues à l'aide d'une analyse statistique et climatologique suivant les tests proposés par Liebethal et Foken (2003). Dans cette étude, nous avons utilisé les paramètres par défaut (paramétrage appelé « express ») du logiciel pour détecter les anomalies. Citons par exemple :

- la détection des pics en fixant des seuils ; un minimum et un maximum pour chaque variable. Quand un point dépasse ces bornes, il est remplacé à travers une interpolation linéaire entre le point précédent et le point suivant le pic.

- le test de décrochage en détectant les courtes périodes ayant des valeurs statistiquement différentes de la valeur moyenne calculée sur toute la période. Ces valeurs sont ôtées.
- le test de discontinuité qui permet de distinguer tout changement de comportement permanent.
- la méthode appelée « block averaging » pour calculer la moyenne et définir les fluctuations données par une série temporelle.
- la méthode de double rotation pour annuler les composantes v et w du vecteur vent et aligner la composante u suivant la direction moyenne du vent.
- les corrections fréquentielles (filtre passe bas, filtre passe haut) qui permettent de corriger les pertes spectrales de tourbillons à cause d'une fréquence d'acquisition insuffisante ou la bande passante limitée des instruments
- la correction du WEBB, selon Webb et al. (1980) consiste à corriger l'écoulement massique vertical positif, qui résulte de l'équation du bilan massique, car les vitesses verticales des parcelles ascendantes sont différentes de celles descendantes en raison des différences de densité.
- le décalage temporel au cas où un décalage se produit entre les mesures de l'anémomètre et celles de l'analyseur de gaz.

Cependant, pour calculer les valeurs journalières, saisonnières ou annuelles des différents flux, il est nécessaire d'avoir des jeux de données complets. Face à ce problème de données manquantes, un « gapfilling » a été effectué pour combler des trous de données traitées (de moins de 3h) à l'aide de l'outil REDDYProc ("Biogeochemical Integration | Services / REddyProcWebGapFilling," 2011). Cet outil se base sur des méthodes similaires à celles de Falge et al. (2001) mais aussi en considérant la co-variation des flux avec les variables météorologiques (telles que le rayonnement global, la température de l'air et le déficit de pression de vapeur (VPD)) et l'auto-corrélation temporelle des flux (Reichstein et al., 2005).

La variabilité des flux peut aussi dépendre de leurs empreintes appelées « footprint⁴ » qui sont une fonction de la stabilité atmosphérique. Le footprint peut s'écrire sous la forme intégrale suivante :

$$F(x, y, z_m) = \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^x F_0(x', y') f(x - x', y - y', z_m) dx' dy' \quad (\text{II. 5})$$

Où F est la distribution spatiale des flux verticaux, avec $F(x, y, z=z_m)$ pour les flux mesurés à la hauteur z_m , et $F_0=F(x, y, z=0)$, la distribution spatiale des flux en surface. (x, y) sont les coordonnées de l'emplacement du mât de mesure et (x', y') les coordonnées des lieux d'émission pour une unité de surface.

L'objectif est de vérifier la fraction de couverture de végétation dans le footprint de chaque demi-heure. Le modèle de calcul de « footprint » se base sur la formulation de Horst and Weil (1994). Le modèle de footprint n'est prévu que pour des conditions atmosphériques instables et donne une meilleure précision lorsque les conditions sont

⁴ La contribution par unité de surface au sol, de chaque unité de surface au vent à la mesure de flux. Ici, il n'y a pas d'effets d'environnement important avec des plantations similaires entourant cette parcelle.

proches de celles de l'état neutre. Les données d'entrée doivent donc respecter certaines conditions : 1/L'indice de stabilité atmosphérique z_m/L (L : la longueur de Monin Obukov) doit être compris entre 0 et -1 ce qui correspond à un critère d'instabilité de l'atmosphère proche de l'état neutre ; 2/ la vitesse de friction u^* doit être supérieure à 0.1 m/s, cette limite inférieure rejoint souvent le critère d'instabilité décrit ci-dessus.

Pour chaque demi-heure, nous avons superposé un masque binaire de la parcelle d'oliviers, où la valeur 1 est attribuée aux pixels végétation et la valeur 0 est attribuée aux pixels sol nu, tandis que le footprint calculé est orienté suivant la direction du vent et en prenant comme repère la position de la tour à flux au-dessus de l'arbre.

Les fractions de couverture de végétation semi-horaires obtenues varient entre 0.03 et 0.1. La valeur retenue est la valeur moyenne, qui est égale à 0.07 et qui correspond à la fraction de couverture de végétation observée.

Une étude du bilan d'énergie, des méthodes de correction et une discussion sont présentées dans Chebbi et al. (2018).

II.3.2 Les composantes de l'évapotranspiration

- **L'évaporation du sol**

L'évaporation du sol est estimée à partir du modèle de Merlin et al. (2011). Cette approche consiste à multiplier l'évaporation de référence (Allen, 1998) par une efficacité évaporative qui dépend de l'humidité du sol à la surface. Ce coefficient vaut 1 si l'évaporation est limitée par la demande atmosphérique, et inférieure à 1 si elle est gouvernée par l'humidité du sol.

$$E = \beta(\theta) * ET_0$$

$$\beta = 1 \quad \text{Si } \theta = \theta_{sat}$$

$$\beta = \frac{1}{2} * \left(1 - \cos\left(\pi \frac{\theta}{\theta_{sat}}\right)\right)^p \quad \text{Si } \theta < \theta_{sat} \quad \text{(II. 6)}$$

Où ET_0 l'évapotranspiration de référence calculée d'après le bulletin Fao 56 et β une fonction de la teneur en eau dans les 5 premiers cm du sol mesurée in-situ.

D'autres formulations de l'efficacité évaporative ont été testées dans Chebbi et al. (2018) et une étude de sensibilité a été menée.

- **La transpiration des oliviers**

Les quatre arbres les plus proches de la tour à flux ont été équipés de sondes Thermal dissipation Probe (TDP) à raison de deux systèmes par arbre pour prendre en compte une possible variabilité de la mesure du flux de sève avec l'orientation azimuthale (Figure II.5). Les arbres échantillonnés entourent la tour de mesure des flux turbulents. Une analyse allométrique sur 25 arbres a montré qu'ils sont représentatifs des autres arbres en termes de volume et de hauteur moyenne.

Pour étudier la transpiration à l'échelle de l'arbre, nous avons utilisé la méthode de dissipation thermique de Granier (Granier, 1985). Cette méthode utilise un capteur permettant de mesurer le flux de sève suivant un axe radial dans le bois d'aubier du tronc. Ce capteur se compose de deux sondes insérées dans le bois l'une au-dessus de l'autre ; la

sonde supérieure est chauffée à puissance constante, l'autre n'est pas chauffée. Le système permet de mesurer l'écart de température entre les deux sondes. En présence de flux de sève, cet écart diminue car la sève refroidit la sonde supérieure et la différence de température est mesurée à des intervalles de temps réguliers. Mais en absence de flux de sève, cet écart est maximal.

La théorie de Granier suppose que, pour un flux de sève constant, l'apport de chaleur par effet joule est égal à la quantité de la chaleur dissipée au niveau de la paroi du capteur :

$$Ri^2 = hS(T - T_\infty) \quad (\text{II. 7})$$

Où h est le coefficient de transfert de chaleur [$\text{W.m}^{-2}.\text{C}^{-1}$] ; S est la surface d'échange ; T est la température de la sonde chauffée [$^\circ\text{C}$] ; T_∞ est température de la sonde non-chauffée [$^\circ\text{C}$] ; R est la résistance électrique [Ω] ; i est l'intensité du courant [A] ;

Le coefficient h est une fonction linéaire du débit du flux de sève u [m.s^{-1}] sous la forme :

$$h = h_0(1 + \alpha u) \quad (\text{II. 8})$$

Où u le débit de la sève ; et α est une constante ; h_0 est le coefficient de transfert de chaleur pour une transpiration nulle ($u=0$)

En combinant les équations (II. 7) et (II. 8), on obtient l'équation du débit de la sève :

$$u = \frac{(h - h_0)}{\alpha h_0} = \frac{1}{\alpha} \frac{(T_M - T)}{T - T_\infty} \quad (\text{II. 9})$$

Où T_M est la température de la sonde non-chauffée en absence de flux de sève [$^\circ\text{C}$].

Soit $\Delta T_M = T_M - T_\infty$ la différence de température entre les deux sondes en absence de flux [$^\circ\text{C}$] ; $\Delta T = T - T_\infty$ la différence de température entre les deux sondes en présence d'un flux u [$^\circ\text{C}$]

$$\text{Et } k = \frac{\Delta T_M - \Delta T}{\Delta T_M}$$

Selon Granier (1985), l'ajustement non-linéaire de la courbe k en fonction de u [m.s^{-1}] donne :

$$u = 119 * 10^{-6} * k^{1.231} \quad (\text{II. 10})$$

Le flux de sève total F_d [L.s^{-1}] est ainsi exprimé comme le produit de la densité de flux de sève et la surface transversale du bois d'aubier conducteur (SWA pour Sap Wood Area) [cm^2], qui est le cerne qui vient directement après l'écorce et qui fait 5 cm de largeur.

$$F_d = u * SWA \quad (\text{II. 11})$$

De ce fait, l'estimation de la surface du bois d'aubier s'avère indispensable pour cette méthode et peut engendrer des erreurs importantes. La surface du bois d'aubier pour les oliviers de Nasrallah (agés de 80 ans) a été estimée suivant la formule empirique proposée par Masmoudi-Charfi et al. (2013).

$$SWA = 0.789 * S_t - 0.135 \quad (\text{II. 12})$$

S_t est la section totale du tronc déterminée à l'aide des mesures d'allométrie [cm²].

Un isolant thermique a été mis en place aux lieux d'insertion des aiguilles pour diminuer un effet possible de la température extérieure sur le signal (forts gradients de température en régions semi-arides, exposition directe à l'ensoleillement). En outre, toujours dans le même but, nous avons eu recours, sur la base des travaux de (Do & Rocheteau, 2002), à un système cyclique d'alimentation des sondes sur 24 heures :

- Jour « on » : une des sondes est alimentée et la différence de température entre les aiguilles est utilisée pour calculer le flux de sève.
- Jour suivant, et donc « off », aucune sonde n'est alimentée et la différence de température attendue en absence de tout effet extérieur sert à corriger les valeurs mesurées durant le jour « on ».

Les données acquises en jour « off » ont révélé un effet de conditions extérieures sur le signal. Des corrections ont donc été appliquées selon trois méthodes basées sur le rayonnement global.

1/Les deux jours « off », qui encadrent le jour « on » (Figure II.7), possèdent des conditions météorologiques comparables sur la base du type du rayonnement global (diffus ou direct) ; les valeurs corrigées du jour alimenté sont ainsi égales à :

$$\Delta T_{cor} = \Delta T_{on} - \frac{\Delta T_{off\ précédent} - \Delta T_{off\ suivant}}{2} \quad (II. 13)$$

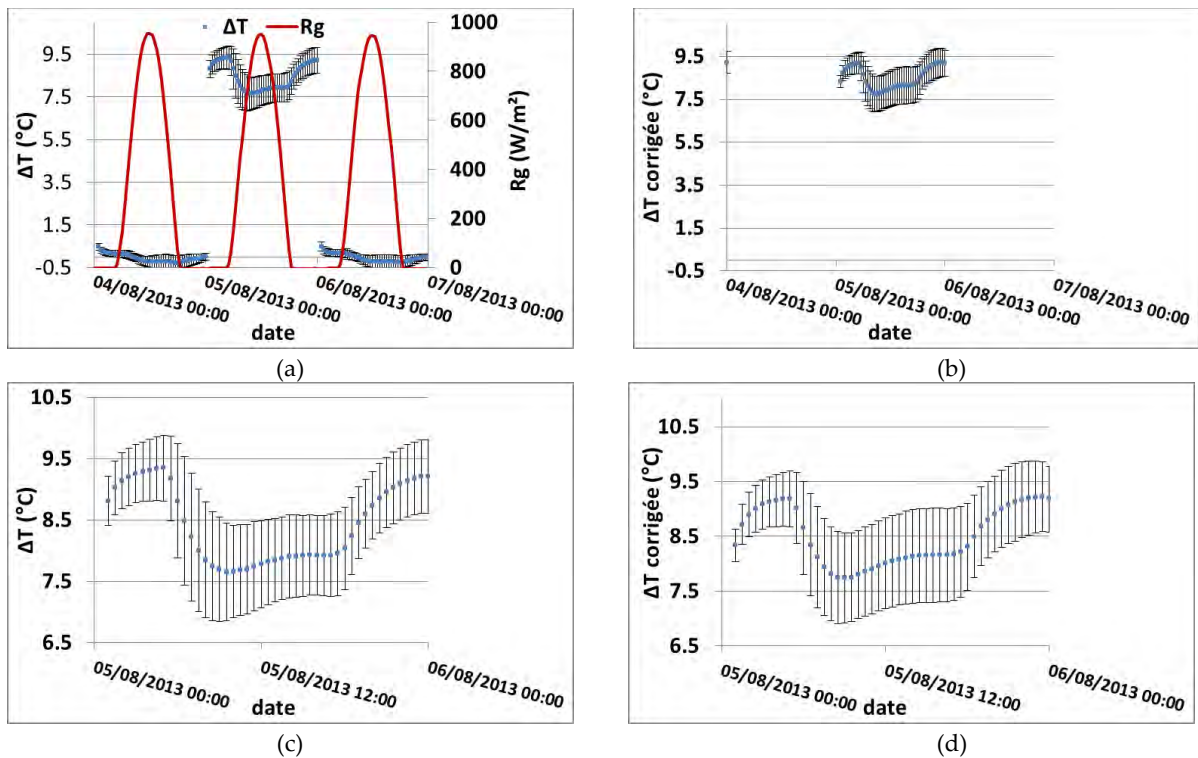


Figure II.7: le rayonnement global et les différences de température avant et après correction selon le 1^{er} cas

2/ Uniquement un de ces deux jours « off » a une météo proche du jour « on » (Figure II.8). La correction est comme suit:

$$\Delta T_{cor} = \Delta T_{on} - \Delta T_{off} \quad (II. 14)$$

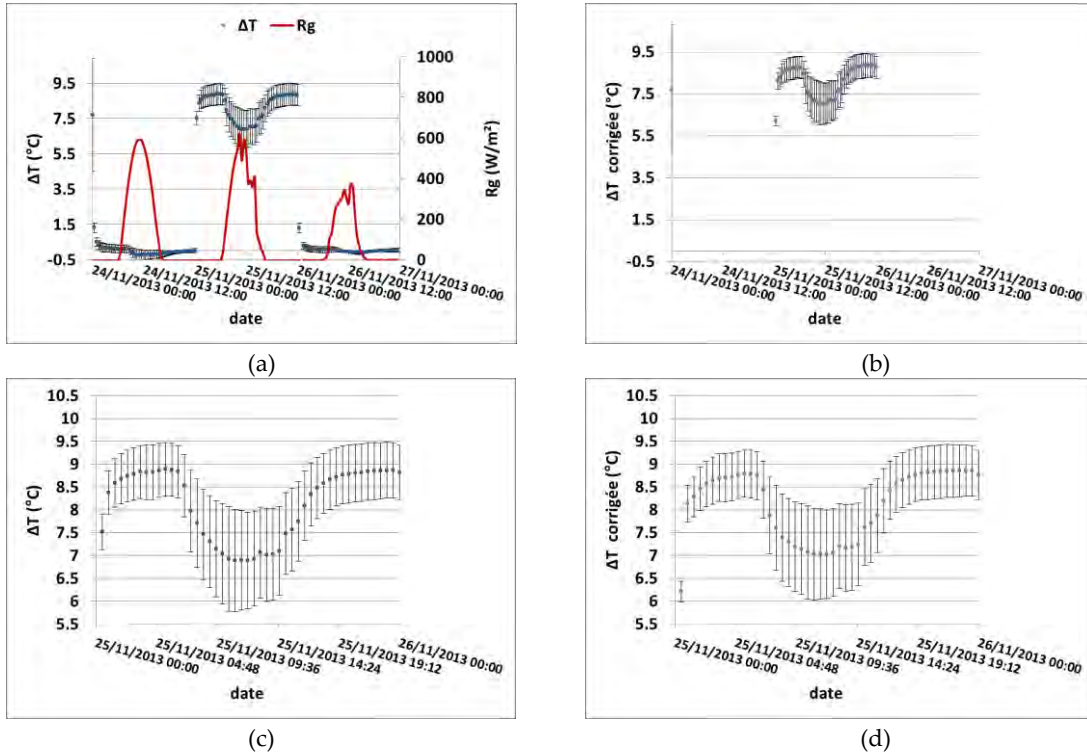


Figure II.8: le rayonnement global et les différences de température avant et après correction selon le 2^{ème} cas ; la journée retenue ici est celle du 24/11/2013

3/ le jour « on » est météorologiquement très différent des jours qui l'encadrent (Figure II.9). Dans ce cas, nous nous sommes référés aux valeurs du jour le plus proche météorologiquement et chronologiquement au jour « on ».

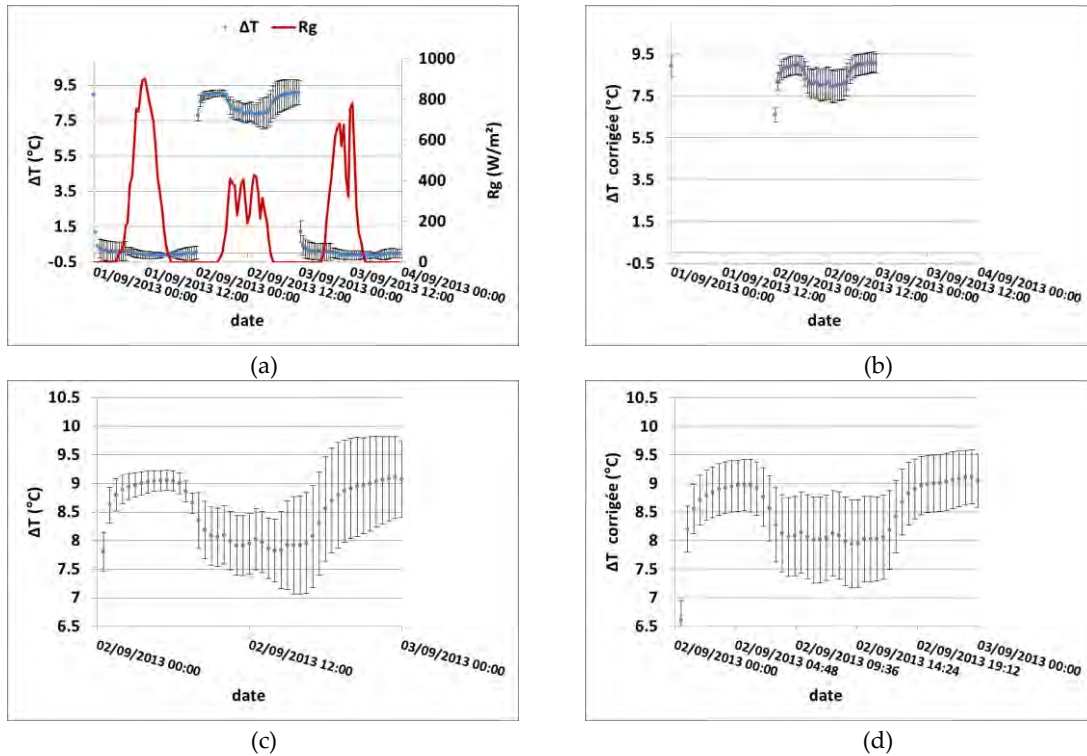


Figure II.9 : le rayonnement global et les différences de température avant et après correction selon le 3^{ème} cas

Les données enregistrées ont montré aussi la présence de valeurs aberrantes après chaque mise sous tension de la sonde liée au changement brusque de température. Les données enregistrées au cours des deux premières heures de mesure jusqu'à la stabilisation de la sonde ont été supprimées.

Ces données, une fois collectées et traitées, nécessitent deux étapes de mise à l'échelle : de la sonde à l'arbre et de l'arbre à la parcelle, pour obtenir des valeurs de transpiration comparables avec les flux provenant de la méthode des fluctuations turbulentes en mm/j. Pour estimer la transpiration journalière (T), nous sommes partis d'une somme de densités de flux de sève sur la journée en litres par jour et par sonde (équation (II. 11)). Nous avons admis que la transpiration de chaque arbre est la moyenne des densités de flux de sève mesurées par ses deux sondes. Nous avons pu obtenir ainsi une transpiration journalière exprimée en litres par jour et par arbre. Pour passer d'une valeur par arbre à une estimation à l'échelle de la parcelle, nous avons opté pour un échantillon de 25 arbres, (qui correspond au nombre d'arbres par hectare, figure II.10, dont nous avons mesuré les circonférences des troncs.

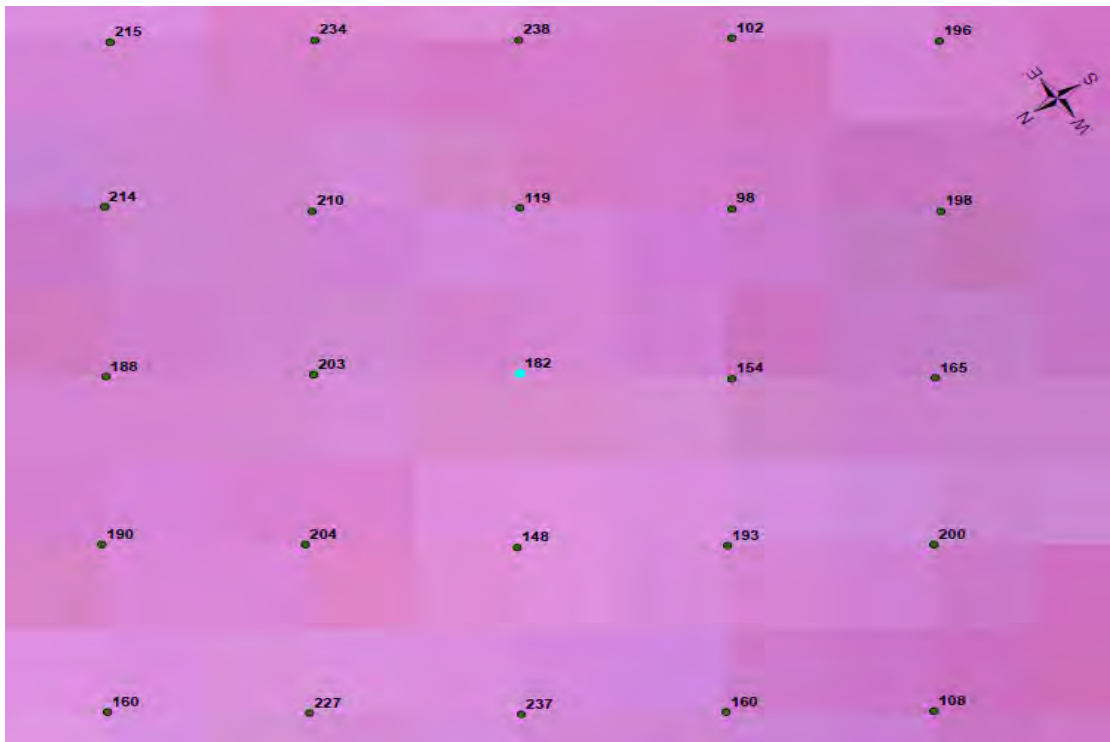


Figure II.10 : Les circonférences des troncs en cm des arbres de l'échantillon choisi. L'arbre en bleu ciel et les arbres adjacents ayant des circonférences de l'ordre de 154, 193 et 148 sont les arbres instrumentés en sonde TDP et les plus proches de la tour à flux. La grille de plantation est de 20 m*20 m.

Deux méthodes ont été évaluées :

- La première méthode consiste à attribuer, pour chacun des 25 arbres de la zone échantillon, la valeur de densité du flux de sève mesurée sur l'un des quatre arbres instrumenté en sonde TDP ayant la circonférence la plus proche. On multiplie cette mesure de flux en $l/j/dm^2$ du bois d'aubier par la SWA de l'arbre concerné par l'inventaire pour obtenir une densité de flux de sève (en $l/j/arbre$). Une moyenne est ainsi calculée à partir de ces 25 estimations. Étant donné que le nombre d'arbres de la parcelle, de superficie égale à 39 ha, est de 856 pieds, on obtient une transpiration journalière en litres par jour par hectare et donc en mm/j .
- La deuxième méthode repose sur le calcul de la moyenne des quatre densités de flux de sève mesurés sur les quatre arbres instrumentés. Pour chacun des 25 arbres de notre échantillonnage (inventaire), cette valeur moyenne de densité du flux est multipliée par la SWA de l'arbre concerné. Pour obtenir la transpiration, nous avons suivi les mêmes étapes décrites ci-dessus.

Comme la différence obtenue entre les deux méthodes n'est pas marquée, nous avons conservé la première méthode pour le reste de l'étude.

Puisque la moitié des données de transpiration ne sont pas mesurées, un gapfilling a été appliqué sur la base de l'évapotranspiration de référence ($ET0$) pour avoir une série complète des données comme suit :

$$T_j = \frac{(T/ET0)_{j-1} (T/ET0)_{j+1}}{2} * ET0_j \quad (II. 15)$$

II.3.3 La caractérisation de la contrainte hydrique

a) Les facteurs abiotiques : le VPD et le contenu en eau dans le sol

Le **VPD** a été calculé pour étudier son influence sur le taux de transpiration. Ce déficit de pression de vapeur est égal à la différence entre e_s et e_a telle que :

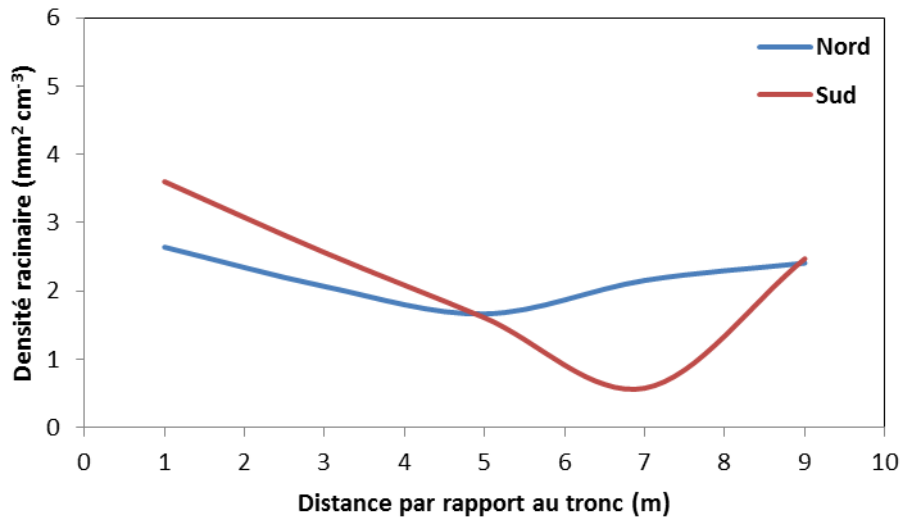
$$e_s = 6.1078 \exp\left(\frac{17.269 * Ta}{Ta + 273.3}\right) \quad (\text{II. 16})$$

$$e_a = \frac{RH}{100} * e_s \quad (\text{II. 17})$$

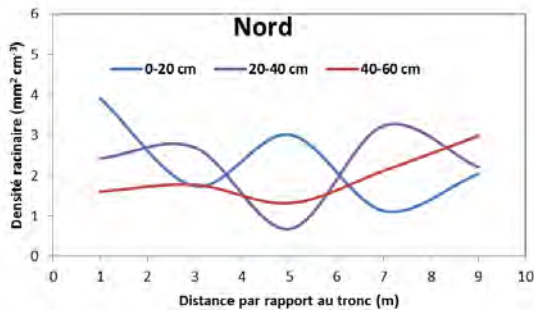
Où Ta est la température de l'air [°C] et RH est l'humidité relative de l'air à 9.5 m [%].

Pour définir les niveaux du stress hydrique, la **réserve utile** (RU), qui est la quantité d'eau maximale retenue par le sol et disponible pour la plante, a été calculée. Elle se définit comme la différence entre l'humidité volumique du sol à la capacité au champ (θ_{cc} correspondant à la rétention en eau du sol maximale dans sa micro-porosité) et celle au point de flétrissement (θ_{pfp} , contenu en eau du sol en-dessous duquel la végétation ne peut plus prélever l'eau contenue dans le sol à cause des forces de rétention exercées), pour une épaisseur de sol définie. Les valeurs d'humidité θ_{cc} et θ_{pfp} sont déterminées à partir de mesures au laboratoire qui ont permis de tracer la relation entre la pression qu'on applique à un échantillon du sol et la teneur en eau associée ainsi que des fonctions de pedo-transferts (Wagner et al., 2001). La réserve utile pour la plante est divisée en réserve facilement utilisable (RFU, si le contenu en eau dans le sol est au-dessus de 60 % de cette réserve utile) et une réserve difficilement utilisable (RDU, si le contenu en eau dans le sol est au-dessous de 40 % de cette réserve utile). Nous distinguons donc ici deux niveaux de stress hydrique : si le contenu en eau dans le sol est compris entre 40 % et 60 % de la RU , le stress est modéré alors que le stress devient intense si le contenu en eau dans le sol est inférieur à 40 % de la RU . L'épaisseur de sol considérée ici comme étant représentative des horizons d'extraction de l'eau par la plante est l'horizon 0-40 cm. Ce choix est basé sur la profondeur maximum d'enracinement pour les oliviers.

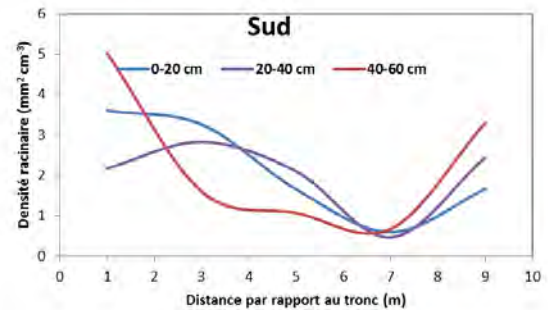
La densité racinaire des oliviers entre 0 et 60 cm a été mesurée in-situ en collaboration avec l'institut de l'olivier. La méthode utilisée est celle de Schuurman and Goedewaagen (1971). Des échantillons ont été prélevés à différentes profondeurs et à différentes distances par rapport au tronc de l'arbre à l'aide d'une tarière. Ils sont ensuite passés par un tamis de faible ouverture de maille. Les racines obtenues pour chaque échantillon sont scannées et la surface des racines en mm^2 est ainsi estimée en traitant les images acquises à l'aide d'un logiciel ad hoc (« Mesurim »). La figure II.11 indique la densité racinaire moyenne la plus importante enregistrée à 1 m du tronc. Cette valeur diminue en s'éloignant du tronc jusqu'à la valeur de 5 m dans la direction Nord et 7 m dans la direction Sud. À partir de ces distances, nous avons noté une augmentation de la densité racinaire qui s'explique par un chevauchement avec les racines des arbres adjacents.



(a)



(b)



(c)

Figure II.11 : La densité racinaire moyenne entre 0 et 60 cm et suivant deux directions Nord et Sud (a) et la densité racinaire par profondeur de sol suivant la direction Nord (b) et Sud (c)

Les figure II.11 b et c montrent les profils de densité racinaire suivant les profondeurs d'échantillonnage. Suivant la direction Nord, la densité racinaire est très variable en surface comme en profondeur avec une alternance de densité racinaire entre les deux horizons 0-20 cm et 20-40 cm. En effet, elle est plus importante à 1 et à 5 m du tronc entre 0 et 20 cm et à 3 et à 7 m entre 20 et 40 cm. La densité racinaire entre 40 et 60 cm est relativement faible entre 0 et 5 m et augmente au milieu de l'inter-rang en raison de chevauchement avec les racines des arbres adjacents. Par contre, suivant la direction Sud, la densité racinaire de la mesure la plus profonde est aussi élevée à côté du tronc. Les profils de densité racinaire des deux horizons 0-20 cm et 20-40 cm sont similaires avec une supériorité de celle mesurée entre 0 et 20 cm à côté du tronc. Globalement, et en se référant à ces résultats et aux travaux de Fernández et al. (1992), nous pouvons conclure que l'horizon 0-40 cm représente la profondeur de maximum d'enracinement.

Pour chaque pas de temps semi-horaire, l'eau disponible pour la plante (PAW pour Plant Available Water) a été calculée comme :

$$PAW_{0-40cm}(\%) = \frac{\sum_{i=1}^{nb\ couches} (\theta - \theta PFP) * Z_i(mm)}{RU_{0-40cm}} * 100 \quad (II. 18)$$

$$RU_{0-40cm} (mm) = \sum_{i=1}^{nb \text{ couches}} (\theta_{CC} - \theta_{PFP}) * Z_i (mm) \quad (II. 19)$$

Où θ est la teneur en eau volumique mesurée in-situ par les théta-probes ; θ_{cc} est égale à 15% pour 0-20 cm et 25% pour 20-40 cm et θ_{pfp} est égale à 5% pour 0-20 cm et 10% pour 20-40 cm.

b) Les facteurs biotiques : l'indice de stress hydrique (ITP)

L'estimation de l'ITP, qui renseigne directement sur la contrainte à la fois hydrique et atmosphérique grâce aux mesures de la transpiration, représente une plus-value par rapport aux travaux antérieurs sur le PRI (cf paragraphe I.4.3). La transpiration potentielle T_{pot} décrit le maximum que peut atteindre un couvert en l'absence de stress hydrique pour des conditions climatiques bien définies. Elle est calculée selon la formule de Penman-Monteith d'après Allen et al., (1998).

$$T_{pot} = \frac{(\Delta(R_n - G) + \rho_a C_p \frac{e_{sat}(T_a) - e_a}{r_a})}{(\Delta + \gamma(1 + \frac{r_s}{r_a})} \quad (II. 20)$$

$$r_a = \frac{\ln\left(\frac{z_m - d}{z_{om}}\right) \ln\left(\frac{z_h - d}{z_{oh}}\right)}{K^2 U_z} \quad (II. 21)$$

$$r_s = \frac{r_l}{0.5 * LAI} \quad (II. 22)$$

Où R_n le rayonnement net [$W.m^{-2}$]; G le flux de chaleur dans le sol [$W.m^{-2}$]; $\Delta = (4098 * e_{sat}) / (T + 237,3)^2$ la pente de la relation pression de vapeur saturante; ρ_a la densité de l'air [$kg.m^{-3}$]; C_p la chaleur spécifique de l'air [$J.kg^{-1}C^\circ$]; $(e_{sat}(T_a) - e_a)$ le VPD ; γ la constante psychrométrique [$kPa.C^\circ$]; r_a la résistance aérodynamique [$s. m^{-1}$]; r_s la résistance stomatique du couvert [$s. m^{-1}$]; z_m la hauteur de mesure de la vitesse du vent [m]; z_h la hauteur de mesure de la température et de l'humidité relative de l'air [m]; K la constante de Von karman [$M].m^{-2}.d^{-1}$]; U_z la vitesse du vent [$m.s^{-1}$]; d la hauteur de déplacement ($2/3 * \text{hauteur du couvert}$) [m]; r_l la résistance stomatique de la feuille [$s. m^{-1}$], z_{om} la longueur de rugosité mécanique ($0.123 * \text{hauteur du couvert}$) ; z_{oh} la longueur de rugosité thermique ($z_{om}/10$)

La valeur de la résistance stomatique foliaire minimum utilisée ici pour l'olivier est de $380 s. m^{-1}$, d'après Dbara et al. (2016). Le LAI est estimé à l'aide de photos hémisphériques selon la méthode décrite par López-Serrano et al. (2000). L'indice de surface foliaire estimé ainsi est ainsi égal à $0.24 m^2.m^{-2}$.

L'ITP est alors calculé comme suit :

$$ITP = 1 - \frac{T_{obs}}{T_{pot}} \quad (II. 23)$$

En absence de stress hydrique, la transpiration observée est proche de la transpiration potentielle, et l'indice est alors proche de 0. L'ITP varie entre 0 et 1 et sa valeur augmente selon la contrainte hydrique subie par l'olivier.

II.3.4 La proxidtection

a) le PRI et le NDVI

Les capteurs SKR1800 et SKR1850 effectuent quatre mesures différentes qui correspondent à deux valeurs de rayonnement incident et deux valeurs de rayonnement réfléchi par bande. L'indice (I), notamment le PRI ou le NDVI, est calculé suivant la formule suivante :

$$I = (B1_r * B2_i) - (B1_i * B2_r) / (B1_r * B2_i) + (B1_i * B2_r) \quad (\text{II. 24})$$

Où $B1$ correspond aux mesures dans le PIR pour le NDVI et 570 nm pour le PRI et $B2$ correspond aux mesures dans le rouge (R) pour le NDVI et 531 nm pour le PRI. Les indices r et i correspondent à réfléchi et incident, respectivement.

Tableau II. 2: Les longueurs d'ondes utilisées pour estimer le PRI et le NDVI mesurés par les capteurs SKYE ; Channel 1 et channel 2 correspondent à bande 1 et bande 2 respectivement

Capteur	Les canaux	La longueur d'onde centrale (nm)	La largeur de la bande (nm)
PRI	SKR 1850D/I 12345, Channel 1	531.1	11.0
	SKR 1850ND/I 12346, Channel 1	531.2	10.8
	SKR 1850D/I 12345, Channel 2	570.2	9.0
	SKR 1850ND/I 12346, Channel 2	570.1	9.0
NDVI	SKR 1800/S 38701_Ri	649.3	51.9
	SKR 1800/S 38701_Rr	649.9	55.5
	SKR 1800/S 38700_PIRi	852.8	41.5
	SKR 1800/S 38700_PIRr	854.8	42.4

b) La température de végétation

Dans l'infrarouge thermique, l'indice choisi pour caractériser l'état hydrique des arbres est la différence entre la température du couvert et la température de l'air ($T_v - T_a$). La température de l'air utilisée est celle mesurée par la station météorologique à 2.4 m de hauteur toutes les demi-heures. Pour déterminer la température de la canopée, un thermoradiomètre IR120 installé au-dessus du houppier mesure l'énergie émise par la végétation ou énergie de brillance (E_b) en K. Pour extraire la température de surface, on applique l'équation suivante :

$$T_s = \sqrt[4]{\frac{(\sigma * E_b^4) - ((1 - \epsilon) * R_{atm})}{\epsilon \sigma}} \quad (\text{II. 25})$$

où ϵ est l'émissivité de la surface considérée (0.96) ; R_{atm} est le rayonnement atmosphérique mesuré in-situ et σ est la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8}$).

Pour ces mesures de proxidtection, permettant le calcul de la température de surface, du NDVI et du PRI, les capteurs sont placés à 1.5 m du houppier sur un bras radiométrique avec une visée à la verticale au centre du houppier. Le Field Of View (FOV) de ces capteurs est de 25 °, la surface vue par le capteur correspond à un cercle de 0.66 m de diamètre au niveau du houppier. Les mesures sont acquises toutes les 5 minutes et moyennées sur la demi-heure.

II.4 Conclusion partielle et synthèse

Dans ce chapitre, le cadre géographique et climatique ainsi que les ressources en eaux et en sols ont été présentés. En outre, le protocole expérimental ainsi que les différentes données acquises sur plus que 3 années de mesures en continu ont été décrits. Les mesures in-situ ont servi de référence pour le forçage, la calibration et la validation d'un modèle SVAT. Ce chapitre a également détaillé le traitement de toutes les données de proxidtection afin d'obtenir des données fiables et précises.

La base de données traité a été valorisée et publiée sous le doi : 10.6096/MISTRALS-SICMED.1479.

Références

- Allen, R.G., 1998. Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements. Food and Agriculture Organization of the United Nations.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration -Guidelines for computing crop water requirements, in: FAO Irrigation and Drainage Paper 56. p. 300.
- Baldocchi, D.D., Hincks, B.B., Meyers, T.P., 1988. Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases with Micrometeorological Methods. *Ecology* 69, 1331–1340. doi:10.2307/1941631
- Biogeochemical Integration | Services / REddyProcWebGapFilling [WWW Document], 2011. URL <https://www.bgc-jena.mpg.de/bgi/index.php/Services/REddyProcWebGapFilling> (accessed 1.7.17).
- Chebbi, W., Boulet, G., Le Dantec, V., Lili Chabaane, Z., Fanise, P., Mougénot, B., Ayari, H., 2018. Analysis of evapotranspiration components of a rainfed olive orchard during three contrasting years in a semi-arid climate. *Agric. For. Meteorol.* 256–257, 159–178. doi:10.1016/J.AGRFORMET.2018.02.020
- Dbara, S., Haworth, M., Emiliani, G., Ben Mimoun, M., Gómez-Cadenas, A., Centritto, M., 2016. Partial Root-Zone Drying of Olive (*Olea europaea* var. 'Chetoui') Induces Reduced Yield under Field Conditions. *PLoS One* 11, e0157089. doi:10.1371/journal.pone.0157089
- Do, F., Rocheteau, A., 2002. Influence of natural temperature gradients on measurements of xylem sap flow with thermal dissipation probes. 2. Advantages and calibration of a noncontinuous heating system. *Tree Physiol.* 22, 649–654. doi:10.1093/treephys/22.9.649
- Granier, A., 1985. Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Ann. des Sci. For.* 42, 193–200. doi:10.1051/forest:19850204
- Horst, T.W., Weil, J.C., 1994. How Far is Far Enough?: The Fetch Requirements for Micrometeorological Measurement of Surface Fluxes. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 11, 1018–1025. doi:10.1175/1520-0426(1994)011<1018:HFIFET>2.0.CO;2
- Kassouk, Z., Mabrouki, R., Zayani, H., Mougénot, B., Lili-chabaane, Z., 2008. Cartographie multi temporelle des occupations du sol par télédétection et SIG: Cas de la plaine de Merguellil (Tunisie), Journées Scientifiques de l'INAT.
- Liebethal, C., Foken, T., 2003. On the Significance of the Webb Correction to Fluxes. *Boundary-Layer Meteorol.* 109, 99–106. doi:10.1023/A:1025421903542
- López-Serrano, F.R., Landete-Castillejos, T., Martínez-Millán, J., Cerro-Barja, A. del, 2000. LAI estimation of natural pine forest using a non-standard sampling technique. *Agric. For. Meteorol.* 101, 95–111. doi:10.1016/S0168-1923(99)00171-9
- Masmoudi-Charfi, C., Masmoudi, M., Ben Mechlia, N., 2013. Root distribution in young olive trees (*Olea europaea* cv. Chétoui) and agronomic application. *Adv. Hortic. Sci.* 25, 112–122. doi:10.13128/ahs-12776
- Merlin, O., Al Bitar, A., Rivalland, V., Béziat, P., Ceschia, E., Dedieu, G., Merlin, O., Bitar, A. Al, Rivalland, V., Béziat, P., Ceschia, E., Dedieu, G., 2011. An Analytical Model of Evaporation Efficiency for Unsaturated Soil Surfaces with an Arbitrary Thickness. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 50, 457–471. doi:10.1175/2010JAMC2418.1
- Schuurman, J.J., Goedewaagen, M.A.J., 1971. methods for the examination of root systems and roots, 2nd ed, Pudoc. Wageningen.
- Wagner, B., Tarnawski, V.R., Hennings, V., Müller, U., Wessolek, G., Plagge, R., 2001. Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma* 102, 275–297. doi:10.1016/S0016-7061(01)00037-4
- Webb, E.K., Pearman, G.I., Leuning, R., 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 106, 85–100. doi:10.1002/qj.49710644707

Chapitre III : Caractérisation du fonctionnement thermo-hydrique des oliviers par analyse des données collectées

III	Chapitre III: Caractérisation du fonctionnement thermo-hydrique des oliviers par analyse des données collectées	69
III.1	Introduction.....	70
III.2	Article : « Analysis of evapotranspiration components of a rainfed olive orchard during three contrasting years in a semi-arid climate ».....	71
III.3	Conclusion partielle et synthèse.....	112

III.1 Introduction

Dans l'optique d'évaluer quantitativement et qualitativement la vulnérabilité de ces systèmes conduits en pluvial aux sécheresses, une estimation fiable de tous les paramètres clés contrôlant les échanges aux interfaces sol-plante-atmosphère, des flux hydriques et énergétiques totaux ainsi qu'une distinction entre ceux provenant du sol nu et la contribution de l'arbre est nécessaire. La difficulté des mesures, comme discutée dans le paragraphe I.2, est accrue dans ce genre d'écosystèmes épars à canopée complexe car la fraction de végétation (moins de 7 % pour notre site de Nasrallah) est telle que la surface est dominée par le fonctionnement du sol nu. Pour pallier à ce problème, Cammalleri et al. (2013) ont proposé de combiner la méthode des fluctuations turbulentes et la méthode de flux de sève afin d'obtenir une quantification robuste de l'évapotranspiration des arbres isolés. Cette approche a été testée aussi par Er-Raki et al. (2009), Testi et al. (2004) et Williams et al. (2004) et donne des résultats de partition de l'évapotranspiration satisfaisants sur des couverts hétérogènes tels que les oliveraies irriguées malgré les problèmes liés à la différence d'échelles (i.e., ponctuelle pour les sondes de flux de sève contre quelques dizaines/centaines de mètres carré pour l'empreinte (« footprint ») de la méthode des covariances turbulentes). Notamment, Er-Raki et al. (2009) ont trouvé que le rapport entre la transpiration et l'évapotranspiration est supérieur à 1 dans certains cas et une correction a été effectuée en se basant sur les journées sèches où la transpiration devrait être égale à l'évapotranspiration.

À notre connaissance, peu d'études se sont intéressées à l'oléiculture conduite en pluvial avec des écartements importants, un NDVI constant sur la saison et un travail de sol régulier pour diminuer la compétition pour l'accès à l'eau par une strate herbacée. Sur le site de Nasrallah, le dispositif expérimental, comme décrit dans le chapitre II, est dédié à ce type de couvert particulier mais répandu en Tunisie. Il comprend des mesures par la méthode des fluctuations turbulentes et de flux de sève utile pour la partition de l'évapotranspiration, des mesures complémentaires liées au fonctionnement de la végétation et des mesures des conditions météorologiques. D'autres instruments ont été enfouis pour suivre les écoulements de l'eau dans la zone non-saturée et quantifier l'eau disponible pour la plante, les profils de température en fonction de la profondeur et le flux de chaleur dans le sol.

L'objectif principal de ce chapitre est d'évaluer la cohérence de la base de données collectée au cours de 3 années de mesures dans des conditions climatiques contrastées. Une partition fiable de l'évapotranspiration en transpiration et évaporation du sol est validée via une évaluation des bilans hydrique et énergétique. Ensuite, nous avons essayé d'établir des relations entre les facteurs biotiques et abiotiques et les flux ascendants aux interfaces sol-atmosphère et plante-atmosphère. Les facteurs gouvernant la dynamique journalière et saisonnière de l'évaporation du sol et de la transpiration ont été ainsi analysés pour identifier les périodes de stress hydrique. Finalement, la réponse des indicateurs in-situ ou par télédétection à un stress hydrique a été vérifiée. Cette partie a été valorisée par l'article (Chebbi et al., 2018) : Analysis of evapotranspiration components of a rainfed olive orchard during three contrasting years in a semi arid climate.

III.2 Article : « Analysis of evapotranspiration components of a rainfed olive orchard during three contrasting years in a semi-arid climate »

Analysis of evapotranspiration components of a rainfed olive orchard during three contrasting years in a semi-arid climate

Chebbi W.^{1,2}, Boulet G.², Le Dantec V.², Lili Chabaane Z.¹, Fanise P.², Mougnot B.², Ayari H.²

¹ université de carthage / LR17AGR01 (GREEN-TEAM). INAT, Institut National Agronomique de Tunisie, 43, Avenue Charles Nicolle 1082 –Tunis, Tunisie

² CESBIO, Université de Toulouse, (CNES/CNRS/IRD/UPS), 18, Av Edouard Belin, 31401 Toulouse, France
chebbiwafa@outlook.fr

Abstract: Evapotranspiration is one of the most important fluxes of the water budget in semi-arid areas. The estimation of actual crop transpiration is a major issue in those regions due to its remarkable impacts on the precision of irrigation scheduling, crop growth and yield. Rainfed olive trees are adapted to the southern part of the Mediterranean basin even though they are vulnerable to an increased number of drought spells that might occur under current climate change scenarios. This present paper studies both water and energy exchanges over a rainfed olive grove in semi-arid conditions. The hydrological functioning of sparse olive trees is difficult to characterize because of its low LAI. To better understand water exchanges within the Soil–Plant–Atmosphere continuum and better evaluate the evapotranspiration and its components, we combine data arising from eddy covariance, soil water content measurements and the sap flow method. First, we check the consistency of the evapotranspiration partitioning and water balance over three contrasted years: one wet and two dry. Total evapotranspiration (ET) from eddy covariance method compares well with the sum of the evaporation (E) generated from the surface soil moisture measurements and the transpiration derived from the sap flow method. The top meter soil water balance corresponds roughly to ET during the wet year but for the dry years there is an evidence of extraction by roots below the first meter of soil. Inter-annual variations of the transpiration and associated water stress levels are analyzed by the combined use of different types of eco-physiological (sap flow) as well as remotely sensed variables that can be monitored through proxi-detection (albedo, surface temperature, surface soil moisture). The amount and timing of vegetation stress are consistent throughout the various indicators. Consequently, this consistent set of data can be used to constrain a SVAT land-surface model capable of representing the various features of the water and energy budget for this specific land cover.

Keywords: eddy covariance, sap flow, evapotranspiration, partitioning, water stress, rainfed olive.

1. Introduction

Olive orchards are a key agro-system for the economy in the semi-arid regions of the Mediterranean basin, which are known for their irregular rainfall, high evaporative demand and frequent water shortages. In Tunisia, olive yards cover 1.8 million hectares with 65 million olive trees representing nearly 79% of the total tree-covered area and 34% of arable land (“Observatoire National de l’Agriculture,” 2017, “Patrimoine et répartition - Office National de l’Huile de Tunisie,” 2017).

Because of their physiological and morphological properties, olive trees can survive under semi-arid conditions. They are efficient for preventing soil erosion and desertification, in addition to their important role in improving the soil carbon balance. When external conditions are not favorable, like high temperature or drought, olive trees are able to balance water inflows and outflows by minimizing the loss of water from the surface to the atmosphere and maximizing root extraction (Fernández et al., 1997; Fernández and Moreno, 1999). Moreno et al. (1996) compare the water use efficiencies of irrigated and rainfed olive yards under the same climatic conditions. They show through heat pulse velocity sensors (inserted in one root of the tree) that rainfed olive trees transpire less than irrigated olive trees and can extract water through deep roots, whereas irrigated olive trees rely only on shallow roots. After a heavy rainfall, an olive tree that has not been irrigated for 3 months increases its transpiration by 40 % without reaching transpiration rates of an irrigated tree in similar pedo-climatic conditions and decreases its transpiration quickly after a few days. This behavior proves that the olive tree carries out a conservation strategy in soil-water use. The roots in a rainfed orchard are mostly located at the surface near the trunk and grow deeper further away from the trunk (Fernández et al., 1991). The inter row spacing is adjusted to explore the maximum volume of soil in such systems (Fernández et al., 1991). Connor et al. (2014) explain how the row spacing affects the root density, water use and yield by combining model simulations of the response of olive trees yields to irradiation for different row spacing values. As a short term response to drought, the olive trees suffering from water stress can limit the relative water content of leaves, the photorespiration and the stomatal conductance (by closing the stomata) (Boussadia et al., 2008). During long drought periods, olive trees reduce their photosynthesis and thus their productivity (Ben Ahmed et al., 2007). When olive trees are exposed to severe drought, the roots reduce the efficiency of water transport through cavitation or suberification (Tataranni et al., 2015).

Despite the fact that olive trees are adapted to the past frequency of drought spells, they could be vulnerable to future climate changes if droughts are becoming more intense or more frequent. These severe weather conditions could threaten the resilience capabilities of the trees, alter soil moisture levels, biomass production and affect negatively fruit productivity in such water controlled systems. For instance, the region of Kairouan suffered from a substantial water deficit from 1998 to 2003, which led to a significant drop in the olive production by 95 % in rainfed orchards. The average olive production of the previous 10 years was 837,5 tons while it was 75 tons in the year 2001 (Gargouri et al., 2008). To predict the quantities of olives produced in 2130, Viola et al. (2013) test the impact of future climate scenarios on the annual yield in olives by incorporating carbon assimilation during the development stage and by taking into consideration the effects of the vegetation water stress on the allocation of biomass. According to their study, the average yield of olive could decrease from 2.7 tons per hectare ($t\ ha^{-1}$) in 2010 to 1.9 $t\ ha^{-1}$ in 2130 as a result of reduction in rainfall (30 %), in actual evapotranspiration (28 %) and in carbon uptake throughout the growing season (27 %). Similarly, Gómez-Rico et al. (2007) show that the fruit yield of a rainfed orchard is already four times smaller than that of an irrigated olive orchard. Hence, the relationship between the olive fruit size and ET (or water stress) is roughly linear (Bustan et al., 2015). A better comprehension of the underlying plant mechanism to resist to drought is therefore required so that we can study the influence of climate changes on these systems. Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer (SVAT) models act as tools to simulate scenarios of energy and mass fluxes, in addition to their individual turbulent, radiative, conductive and water transfer components, and the stomatal control on transpiration (Boulet et al., 2000). Besides, when the projection of future climate is produced, they allow to explore past and future scenarios like more intense and longer drought periods and higher CO_2 concentration

(Calvet et al., 2008), to study the year-to-year variability of water and energy balances in response to different climate conditions (Calvet et al., 1998) and to understand their partitioning: 1- into plant transpiration (T) and soil evaporation (E) and 2- into turbulent heat fluxes and available energy at the dry down scale. However, SVAT models require an important number of parameters and continuous meteorological data as inputs to replicate the plant functioning and its response to water stress. SVAT models also fail to reproduce the complex interaction of all the mechanisms governing soil evaporation. For example, when the top soil layer becomes dry during the second stage of evaporation, the water vapor transfers are not represented in SVAT models, especially when they occur in a very thin layer compared to the vertical discretization of the soil (Kuchment and Singh, 2009). Several physiological processes are also not accurately prescribed in most SVAT model schemes and are difficult to characterize. This is particularly true for the stomatal behavior (Arora, 2002), the energy storage in the trunk (Michiles and Gielow, 2008), the cavitation of xylem conduits (Tognetti et al., 1996) and the root hydraulic lift (Caldwell et al., 1998). Neither of the experimental methods nor the modelling techniques discussed above are perfect; therefore a complete dataset is required to represent the inter-annual variability and the water and the energy balances components as well as to check the model ability to represent them.

To monitor the functioning of the olive tree, we need a good and suitable estimate of the transpiration (T). Hence, it is essential to determine the associated water budget components, such as deep drainage or the soil evaporation. E represents an important loss in sparse orchards (Boulet et al., 1997; Salvucci, 1997; Yamanaka and Yonetani, 1999) even through bare soils of semi-arid systems rarely evaporate at the potential rate except for a few days after precipitation.

Although the partitioning of ET between E and T is extremely important for understanding the hydrological cycle and for its modeling, (Reynolds et al., 2000), it is difficult to describe in these environments (Baldocchi et al., 2004) due to its high variability in space and time (Smith et al., 1995) and the difficulty to determine it accurately over such an heterogeneous area.

The estimation of transpiration of isolated trees can be achieved through three means: 1) by measuring T (Nicolas et al., 2005), 2) by measuring the ratio T/ET (Wang et al., 2010) or 3) by estimating E and ET through a residual analysis (Kelliher et al., 1992). Direct T estimates are obtained using the sap flow method (Granier, 1985), which is based on the sap flow heating dissipation by convection using sensors inserted into the tree trunk. The measured temperature difference between the heating source and the unheated sensor is directly proportional to the transpiration. The sap flow approach is praised for its efficiency to explore the relation between the root system and the canopy (sap circulation), its capacity to monitor transpiration continuously and on the long term for individual trees (Ben Aissa et al., 2009), its appropriateness for heterogeneous fields and its ability to describe physical and environmental controls on transpiration controls for individual branches or the whole tree. However, the sap flow requires the determination of the total sapwood area which often proves to be difficult and rather imprecise. The main limitation involves not only the scaling from the sensor to the tree, but also from the tree to the stand (Granier, 1987). Although transpiration chambers can determine directly the transpiration rate at the tree level, they are unable to represent the atmospheric conditions that prevail near the tree (Kölling et al., 2015). The chamber decreases the boundary layer and alters the water vapor in the confined volume. It is costly and also face a scaling-up problem (Kool et al., 2014). The ratio T/ET can be monitored through the isotopic method, but it is very expensive as well as difficult to implement (Williams et al., 2004). On the other hand, the flux-variance similarity partitioning proposed by Scanlon and Kustas (2010) consists in determining simultaneously the

partitioning of water and carbon fluxes and requires only standard eddy covariance data. Hence, a continuous estimation of the vegetation water use efficiency (*WUE*) is required. The wide availability of eddy covariance data and the simplicity of the approach are the main benefits. Its efficiency is tested over isolated trees (i.e., Morgan Monroe State Forest) by Sulman et al. (2016) resulting in accurate values compared to the sub-canopy based method. The latter relies on comparing the eddy covariance data sampled from two different heights above the canopy to estimate the flux partitioning. Finally, we can deduce the transpiration rate from the estimates of the evapotranspiration and the soil evaporation. To do so, several methods of ET measurements and its components may be applied (Allen et al., 2011; Kool et al., 2014) such as lysimeter (Gebler et al., 2015), heat balance, isotope, chambers, eddy covariance (Baldocchi et al., 1988) and water balance method (Zehe and Wade, 2012). *E* can be estimated by the soil weighting lysimeter (Scott et al., 2006), the soil heat pulse technique (Xiao et al., 2012) or the soil water budget method (Oren et al., 1998).

Nevertheless, the easiest solution to overcome the limitations of each method when applied separately is to combine two or more methods together. Thereupon, integrating the eddy covariance method with sap flow measurement aims to provide more robust estimates of *E* and *T* (Cammalleri et al., 2013). This method is applied over irrigated olive orchards (Er-Raki et al., 2009; Testi et al., 2004; Williams et al., 2004) showing promising results. For instance, Er-Raki et al. (2009) investigate irrigation practices by comparing localized drip and flooding irrigation techniques. They show that the combined use of sap flow and eddy covariance methods is a way to provide more robust estimates of *E* and *T*. However, the ratio *T/ET* is sometimes higher to 1 due to the transpiration scaling approach. Testi et al. (2004) show that even though the eddy covariance method is consistent with the water balance measurement for the three-years study, there is a lack of energy balance closure at low wind speeds, and thus at low turbulence, and also at strong wind speeds due to the low measurement frequency. Williams et al. (2004) focus on the good results of partitioning using these methods especially for daily maximum ecosystem gas exchange. The isotope is a worthy approach for partitioning over heterogeneous land that does not require scaling. The main limits of the eddy covariance are: 1) the different scales of measurements, 2) the lack of energy balance closure because of the location of the soil heat flux measurements (exposed or shaded) and the energy storage within the biomass. Therefore, in the present work, the choice of using the eddy covariance method is explained by the large extent of the experimental rainfed olive orchards. To better understand the partitioning of water fluxes, we choose to combine the eddy covariance and the sap flow. This chosen rainfed olive orchard is characterized by its low fraction cover (7 %). The semi-arid conditions in this study result in a fast drying of the top soil layer and a fast decrease of the evaporation rate. Under such conditions, the plant is subject to high water stress levels which increase the competition between the two evapotranspiration components for the water use.

Apart from transpiration itself, it is important to monitor the plant response to drought; therefore, assessing the plant water stress is a key step in this process. To do so, indicators obtained from in-situ or satellite remote sensing can be used. Those indicators are often based on the near-infrared and the visible spectral bands. Jackson et al. (1981) and Zarco-Tejada et al. (2012) suggest that the canopy temperature measured with a thermal radiometer in situ, or ($T_v - T_a$), the difference between the temperatures of the vegetation and the air temperature, is a good baseline to monitor water stress. In fact, the stomatal closure leads to an increase in leaf temperature because of the reduction of transpiration especially for high water stress levels. Kool et al. (2016) demonstrate that the limits of the approach can be due to the variation of ($T_s - T_a$) with the soil or the plant water content, the shade or the position of the sensor (in the inter-row or below plantation). Some other authors have shown the high frequency

fluctuations of the surface temperature measurements (Lagouarde et al., 2000). This indicator does not take into account the short term fluctuations of the climatic forcing. To overcome this problem, it is advisable to use the surface to the potential surface temperature difference derived from a model as described by Boulet et al. (2007) or to divide the difference ($T_s - T_a$) by the global radiation (R_g) as proposed by Amano and Salvucci (1999). Since high frequency fluctuations, as a result of turbulent conditions, are likely to be distributed evenly around the mean, monitoring trends of this variable is promising. The surface temperature can be easily achieved by remote sensing and can be spatialized over large scales.

Nowadays, there exists no complete set up to study the energy budget components and to track the stress over a sparse rainfed olive orchard in semi-arid lands. Therefore, in this study, we build a complete experimental protocol and evaluate the performance as well as the consistency of the resulting data base through the following methodological framework over three contrasting years: 1) securing E/T partitioning through total and component flux evaluation, 2) relating plant water use to soil moisture change in the top soil to investigate the link between root uptake and transpiration at seasonal level, and 3) verifying the consistency between the various indicators that monitor the components of water stress levels. First, we present a three-year comparison between the evapotranspiration measured using the eddy covariance method and the sum of the evaporation generated from the model and the transpiration derived from sap flow measurements. Then, we study the surface energy and water budget components. Finally, in order to track early plant water stress, we test the consistency of the in-situ and the remote sensing indicators.

2. Materials and methods

2.1. Site description

Our study is conducted in olive orchards covering an area of 39 ha in the plain of Kairouan, central Tunisia (35°18'17.14"; 9°54'56.62") (Figure III. 1). It is a semi-arid region with average annual precipitation of 300 mm. Rainfall varies largely in space and time with a severe drought of 108 mm in 1950 and a flood-generating peak of 700 mm in 1969 (hydrological years: September to August). It has a marked seasonal pattern (a wet season from October to April and a dry season from May until September). The daily average temperature is about 19 °C with a minimum of 10 °C in January and a maximum of 28 °C in August. The mean annual reference evapotranspiration is about 1600 mm. The monthly evapotranspiration and the rainfall in the study area are shown in the figure III. 2. Olive trees in this site were planted with a spacing of 20 m resulting in a fractional vegetation cover of about 0.07. This tree density is comparable to the olive tree density of rainfed olive orchards in central region of Tunisia (Jackson et al., 2015), i.e. from 8 m in the north to 25 m in the south. Trees are 80 years old. The soil is loamy sand (88 % sand, 8 % clay, 4 % silt; density: 1.65 g cm⁻³).

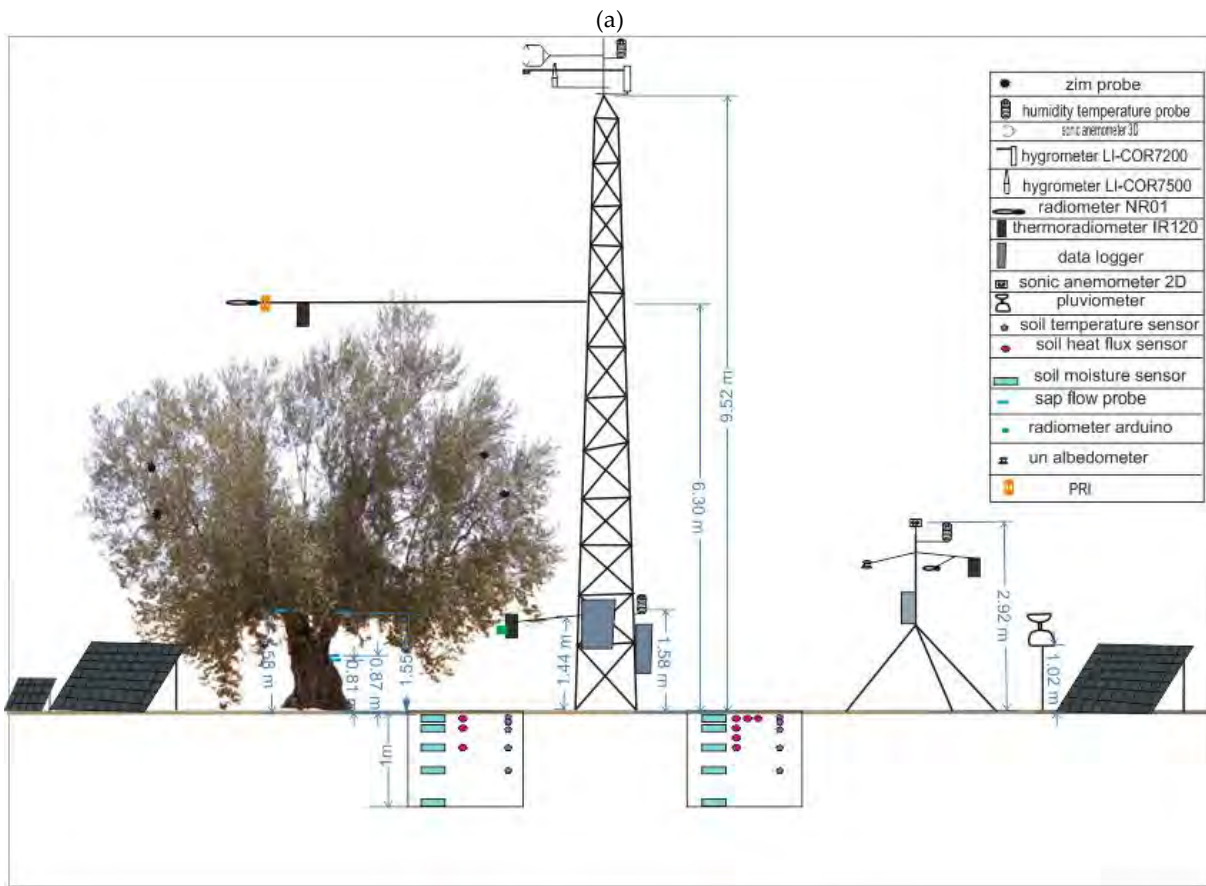
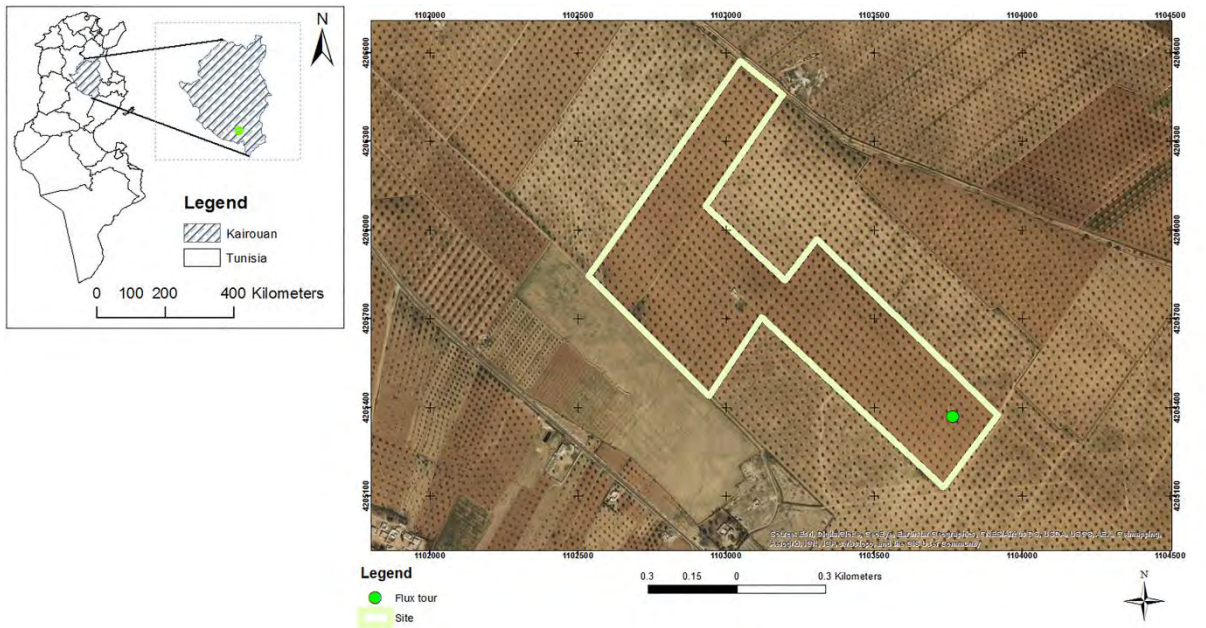


Figure III. 1: Schematic of the study area and the site instrumentation

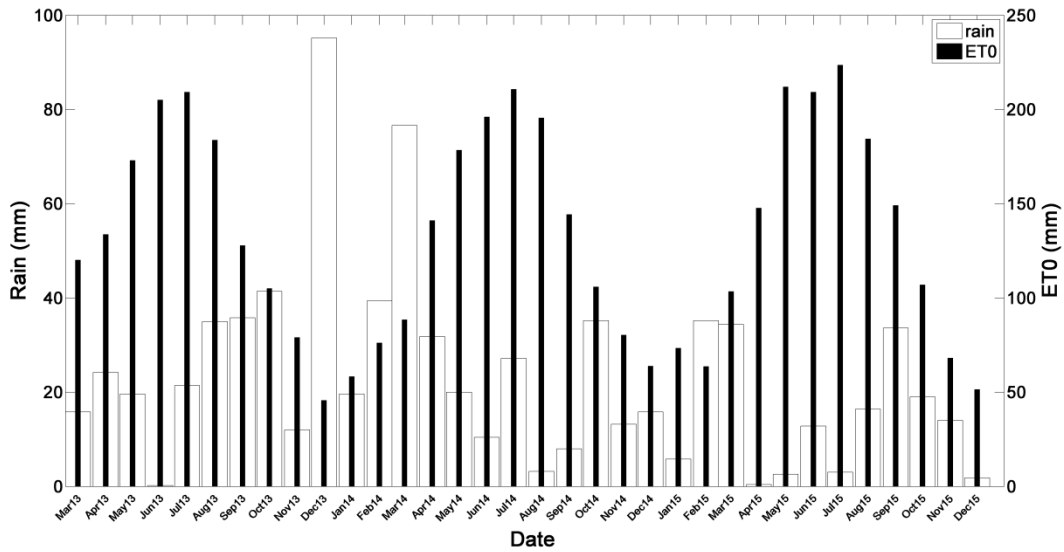


Figure III. 2: The rainfall and the reference evapotranspiration in the study site

The instrumentation documentation described by Chebbi (2017) provides more details about the instruments installed to obtain both high and low frequency measurements, and the figure III. 1 shows the experimental set up which is composed of:

- An eddy covariance mast installed near one of the four trees instrumented with sap flow sensors, at the center of the orchard. The eddy covariance sensors are mounted at the top of the tower which is about 10 m above the ground. The average canopy height is about 5 m.
- A bare soil mast at the inter-row with wind measurement at a height of 2.52 m.
- A pluviometer (Campbell S. SBS-500, USA).

2.2. Micrometeorological fluxes measurements and energy-balance closure

2.2.1. Net radiation and soil heat flux

Net radiation over the olive tree (R_{nv}) is measured with a NR01 net radiometer (Hukseflux, Delft, the Netherlands) placed at 6.5 m above the ground and about 0.4 m above the olive tree canopy. The NR01 is a hemispherical four-component net radiometer consisting of two SR01 pyranometers and two IR01 pyrgeometers. Similarly, net radiation (R_{ns}) is determined over the bare soil with an NR-Lite Net Radiometer (Kipp and Zonen, Delft, Holland). The total net radiation is estimated by weighting the bare soil and the canopy measurements with the fraction cover.

$$R_n = R_{nv} * f_c + R_{ns} * (1 - f_c) \quad (1)$$

Where f_c is the total fraction of vegetation cover (0.07 - see section 2.2.2).

Here, R_{nv} represents the combined net radiation from the vegetation and the soil beneath the tree crown. The net radiation measured by the NR01 sensor is determined by the fraction of the radiometer view that is occupied by soil versus vegetation, expressed as

$$R_{n \text{ radiometer}} = R_{nv} * f_v + R_{ns} * (1 - f_v) \quad (2)$$

The factor f_v is the fraction of canopy cover in the radiometer view. Its value (0.85) is calculated using hemispherical photography image processing. The latter was acquired at the same place as the radiometer in order to represent exactly what the radiometer observes.

Albedo is also measured above bare soil using an albedometer (Skye Instruments Ltd, Llandrindad Wells, Powys).

Heat flux plates (Hukseflux HFP01, Delft, the Netherlands) are placed at a depth of 2 cm: 2 plates below the tree and 4 plates below bare soil. For the bare soil and the soil under the tree, 3 plates are also inserted at depths roughly equal to 5, 15 and 30 cm.

The surface soil heat flux is calculated by correcting the soil heat flux at the 2 cm depth for the 0–2 cm heat storage. By doing so for the 4 heat plates at the bare soil site and the 2 plates below the canopy, one computes the soil heat flux in unshaded (G_s) and (G_v) conditions, respectively.

Soil temperature, measured by temperature probes (Campbell S. TH108, USA), is recorded at 2, 5, 15, 30 and 50 cm depths at two locations: below bare soil and below the tree.

The total soil heat flux is estimated by the following equation:

$$G = G_v * fc + G_s * (1 - fc) \quad (3)$$

2.2.2. The Eddy Covariance system

CO₂, latent and sensible heat flux measurements are recorded on the tower about 5 m above the top of the olive canopy (Baldocchi et al., 1988). A 3D sonic anemometer (Campbell S. CSAT3, USA) measures the fluctuations in the wind velocity components and air temperature. To estimate concentrations of water vapor and carbon dioxide, we install a closed-path infrared gas analyzer (Campbell LI7200, USA) from May 3, 2012 to August 26, 2013 and an open-path infrared gas analyzer (Campbell LI7500, USA) from August 26, 2013 to December 31, 2015. The 20 Hz sampled measurements of wind speed and concentration are made on CR3000 data loggers which enable to store large raw data files. Air temperature, surface temperature vapor pressure deficit, CO₂ flux, rainfall and wind speed are recorded every 30 min from the experimental site.

Data quality control from the EC system is analyzed using the “eddy-pro” software (open source software application developed, maintained and supported by LI-COR Biosciences). We use the software's default settings for time-series checks, low and high pass filtering, density fluctuations, sonic anemometer tilt correction with double rotation.

The REdDyProc tool (“Biogeochemical Integration | Services / REdDyProcWebGapFilling,” 2011) is used to fill gaps of meteorological and processed eddy covariance data. This method consists in filling water fluxes gaps required to estimate monthly balances using data with similar meteorological conditions defined via the global radiation (R_g), the air temperature (T_a) and the vapor pressure deficit (VPD).

Post-processing includes forcing of the energy balance closure. The energy balance equation can be approximated by:

$$R_n - G - LE - H = 0 \quad (4)$$

According to many studies, the energy balance with the EC system is usually characterized by the lack of closure for many reasons (instrument malfunction, low and high-pass filtering errors...). The closure of the energy balance for the whole three-year study is first assessed using half hourly values of the energy balance components for each day (see the figure 1 in the supplemental section). The slope is about 0.91, the intercept is about 12.06 W m⁻² and the coefficient of determination is 0.75. As shown by Anderson and Wang (2014) and Leuning et al. (2012), the energy balance closure is improved when aggregated to daily totals. The slope is then about 0.98 the intercept is 16.6 W m⁻² and the coefficient of determination is 0.83. Since the slope is very close to 1 and the offset close to zero, we assume that little correction is required and that the raw measured heat fluxes are relevant. However, to provide

a first guess of the measurement uncertainty, we propose an investigation of other estimates leading to energy balance closure: one obtained from the Bowen ratio correction method, and the other one from the residual method (Teixeira and Bastiaanssen, 2012). The latent heat flux according to the residual method LE_{res} assumes that only H is correctly measured:

$$LE_{res} = Rn - G - H_{EC} \quad (5)$$

The Bowen ratio method assumes that turbulent energy filtering affects both H and LE similarly and that the Bowen ratio β is correct.

The latent heat flux and the sensible heat fluxes obtained with the Bowen ratio correction are as follows (Teixeira and Bastiaanssen, 2012):

$$LE_{BR} = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad (6)$$

$$H_{BR} = \frac{Rn - G}{1 + \frac{1}{\beta}} \quad (7)$$

Where γ is the psychrometric constant ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$), ΔT is the vertical temperature gradient ($^\circ\text{C}$) and Δe is the vertical water vapor pressure gradient (kPa).

As proposed by Sanchez et al. (2008), three estimates will be derived: one with no closure correction, and two by applying both closure corrections.

We also estimate the footprint, i.e. the relative contribution of each element of upwind surface area to the measured vertical fluxes, using the method of Horst and Weil (1994). Our study aims to determine the vegetation fraction cover in the flux source area of each 30 min and thus the area contributing to the measurements that originates from the trees. This precise fraction cover is then used to calculate the whole available energy $Rn - G$ since we estimate separately $Rn - G$ for the vegetation and $Rn - G$ for the bare soil. We plot all the tree crowns of the area, georeference them using a high resolution image of the orchard acquired by the Pléiades satellite on April 27, 2012, and apply a layer mask (0 for bare soil and 1 for olive tree). The relative fraction cover of the trees within the footprint varies from 0.003 to 0.011. Since it is close to the average fraction cover (0.07), the latter value is selected for the rest of the study.

2.3. Sap flow, root density and soil water content measurements

2.3.1. Sap flow

Sap flow measurements are performed using the heat dissipation technique, HDT (Granier, 1985). The mean sap flow density according to Granier (1985) is expressed as follow:

$$u \text{ (m.s}^{-1}\text{)} = 119 * 10^{-6} K^{1.231} \quad (8)$$

In which $K = \frac{\Delta T_{max} - \Delta T}{\Delta T}$ is a dimensionless flow index depending on ΔT_{max} (when the sap flow velocity is minimal) and ΔT (the measured temperature difference). We choose a cyclical heating system switches, from ("on") to ("off") and then ("off") to ("on"), every 24 hours in order to determine ΔT_{max} accurately. This adjustment is necessary in these semi-arid environments with high diurnal thermal amplitude as discussed by Do and Rocheteau (2002). An analysis of the day "off" flux demonstrates the impact of the ambient temperature on the sap flow measurement (data not shown).

- **Scaling from sensor to tree**

The total sap flow is computed as:

$$F_d (L s^{-1}) = u * SWA \tag{9}$$

In which *SWA* (SapWood Area) is the whole cross-sectional area of the sapwood. (9) scales the punctual probe measurements to the whole conductive stem section. To estimate the *SWA* and to study the impact of varying this parameter (sensitivity analysis) on the retrieved transpiration, two methods were performed. According to Charfi Masmoudi et al. (2011), the *SWA* of a young olive orchard depends on the total stem section (cm²):

$$SWA = 0.789 St - 0.135 \tag{10}$$

Ramos and Santos (2009) establish a linear relationship between the *SWA* of 80-year-old rainfed olive orchard and the trunk diameter *T_d* (m):

$$SWA = 0.1702 T_d - 0.0076 \tag{11}$$

Since, in literature, the *SWA* varies with the age of the plantation, the sap flow is calculated using equation (11) which corresponds to trees of the same age-group.

To estimate sap flow rate at the site scale, 4 trees are equipped with TDP50 sensors. The position of the trees is chosen according to the footprint analysis. Two sensors are inserted on each side of the tree trunk, on both north and south facing slopes, in order to take into account the heterogeneity of the sap flow in the trunk due to sun orientation. Both probes are insulated to minimize the direct sun exposure. In the instrumented tree near the flux tower, two additional sensors are installed on two main branches to verify the balance of sap inflows and outflows at the trunk level. The measurements cover the period from March 3, 2013 to December 31, 2015.

- **Scaling from tree to orchard**

The whole-tree sap flow (l day⁻¹ tree⁻¹) calculation is determined as the mean of the two sensors of each tree using Eq. (9). Finally, to estimate the transpiration in mm per day of the whole orchard, different upscaling methods are carried out. Trunk section is measured for a sample of 25 trees around the tower. One estimate is obtained by attributing the sap flow values of each instrumented tree to all trees having similar allometry. A second estimate is obtained by calculating the average value of the 4 sap-flow trees to the whole sample. The average of both estimates is supposed to be representative of the orchard transpiration. The daily transpiration of the orchard (mm day⁻¹) is the transpiration (T) multiplied by the number of trees per square meter of soil. 50% of the sap flow data is not measured due to methodological constraints, which can be problematic for the partitioning of the energy balance at monthly and yearly scales. Therefore, a gap-filling method based on the reference evapotranspiration is applied. The missing data on day j are gapfilled from the data acquired on days j-1 and j+1:

$$T_j = \left(\frac{(T/ET0)_{j-1} + (T/ET0)_{j+1}}{2} \right) * ET0_j \tag{12}$$

Where ET0 is the reference evapotranspiration (Fao-56 reference crop) (Allen et al., 1998).

Eventually, as an attempt to monitor the plant water stress, T is scaled up to a maximum theoretical value and the potential transpiration (*T_p*) is computed with the Penman Monteith equation as described by Bailey et al. (1993). Therefore, an index of plant water status is the Potential Transpiration Index (*ITP*):

$$ITP = 1 - (T/T_p) \tag{13}$$

2.3.2. Root density measurements

Root density is also determined around the instrumented tree using the auger method proposed by Schuurman and Goedewaagen (1971). First, samples are taken in two directions (North, South) at the surface and at depths 20, 40 and 60 cm, at 1, 3, 5, 7 and 9 m away from the trunk, respectively. The samples are then sieved with a very small mesh square. Finally, the root surface is calculated with a dedicated imaging software (Mesurim) after scanning. The figure III. 3 shows that the highest root density values are recorded between 0 and 40 cm in the first 3 meters away from the trunk and between 40 and 60 cm at 9 m from the trunk. This increase in the root density can be explained by an overlap area with the roots of the opposite olive tree.

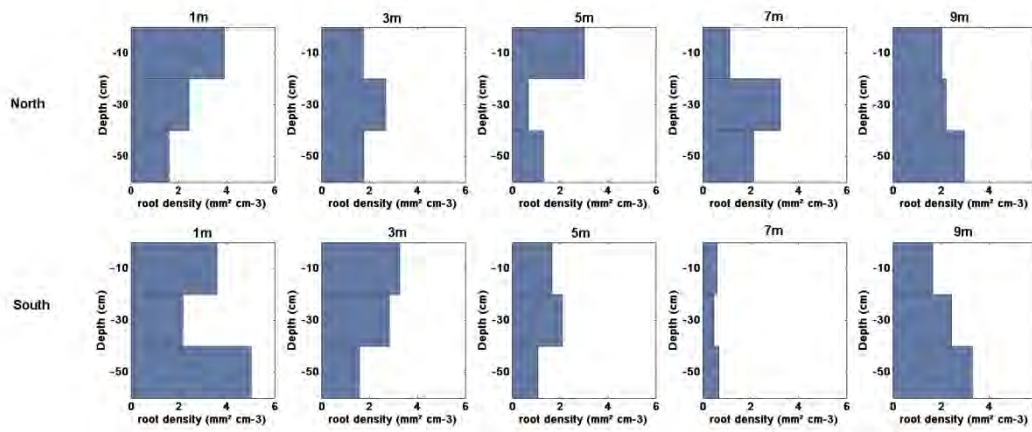


Figure III. 3: The root density profiles following two directions and at different distances from the trunk

2.3.3. In-situ remote sensing measurements

Several other remote-sensing indices are also recorded continuously: the surface temperature of the vegetation (T_v) and the soil (T_s) are recorded over the period of study using an thermal radiometer IR120 (Apogee Instruments Inc., Logan, UT, USA) at nadir, one being located above the instrumented tree, and the other above the bare soil. The vegetation stress index (IS_v), which is the difference between T_v and T_a divided by Rg , is used to derive a water stress index of the plant and the soil controlled evaporative index (IS_s), which is the difference between T_s and T_a divided by Rg , is used to distinguish the two evaporation stages (Amano and Salvucci, 1999). A very small part of the bare soil and the trunk are also seen by the sensor above the tree. Since this fraction is very small, we assume that the evolution of the TIR index IS_v is mostly sensitive to the vegetation water stress. The photochemical reflectance index (PRI) was also recorded from June 20, 2014 to December 31, 2015 above the crown of the instrumented tree (not shown).

2.3.4. Soil water content measurements

The soil water content (SWC) is continuously monitored with ML2X (Delta-T Devices Ltd, Cambridge, UK) soil moisture probes for two profiles, one close to the bare soil mast, and the other below the tree overlooked by the tower. For each profile, five probes are installed at depths 5, 15, 30, 50 and 100 cm (Figure III. 4). To calibrate the probes, gravimetric soil moisture samples are taken at the same depths and at various dates of the sampling period.

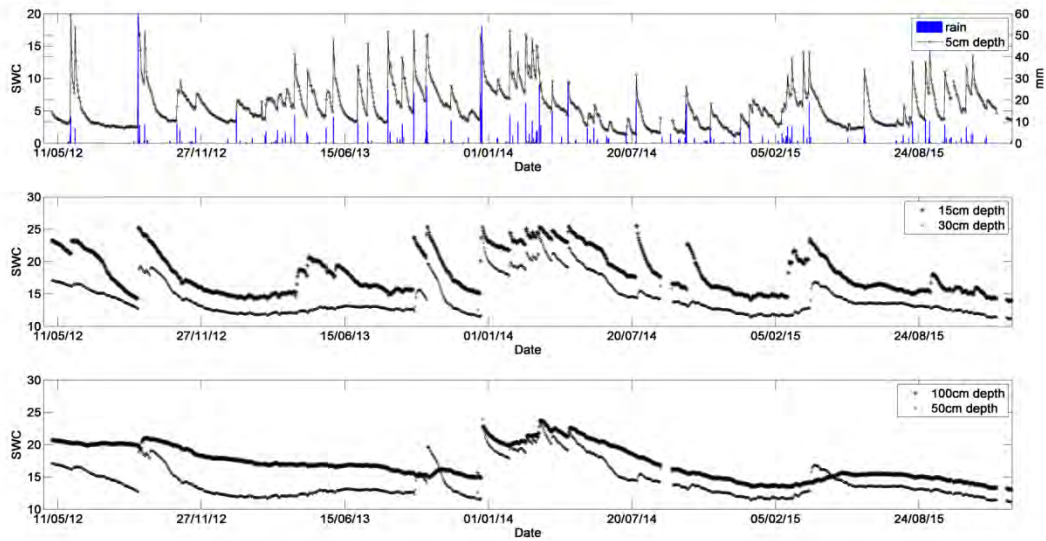


Figure III. 4: The soil water content in the study site at different depths

The plant available soil water (PAW) could thus be obtained from SWC as:

$$PAW = (SWC - \theta_{wp}) / (\theta_{fc} - \theta_{wp}) \quad (14)$$

Wilting point (θ_{wp}) (5.0 %) and field capacity (θ_{fc}) (14.9 %) in the top layers (0–40 cm) are determined using pedotransfer functions from Wagner et al. (2001).

The choice of PAW between 0 and 40 cm is based on the root density distribution shown in section 2.3.2. PAW is used to define a threshold of severe soil water scarcity. When the PAW lies between 40 and 60 %, the plant is considered under moderate water stress conditions. However, it is under high water stress conditions if the PAW is lower than 40 %, as described by Phillips et al. (1984).

2.4. Evaporation estimation

In this study, we used surface volumetric soil water content measured by the ML2X probes near the tree and in the bare soil to estimate soil evaporation E . The approach relies on an evaporative efficiency βe , the ratio between the actual and the maximum evaporation rates:

$$E = \beta e * E_{max} \quad (15)$$

Where E_{max} is the maximum evaporation.

Several formulations relate βe to the surface soil moisture. We test three of them. One of them is the analytic formulation of Merlin et al. (2011).

$$\beta e = \left[\frac{1}{2} - \frac{1}{2} \cos(\pi \theta_d / \theta_{max}) \right]^p \quad \text{for } \theta_d \leq \theta_{max}$$

$$\beta e = 1 \quad \text{for } \theta_d > \theta_{max} \quad (16)$$

Where θ_d is the water content d (i.e. the topsoil providing most evaporation water), θ_{max} is the soil moisture at saturation, and p is a shape parameter depending on the soil texture.

Another evaporative efficiency described by Song et al. (2016) is tested. It also depends on the surface soil moisture at the top soil layer.

$$\beta_e = \frac{2}{1 + \left(\frac{\theta_d}{\theta_{fc}}\right)^{-2}} \quad (17)$$

The FAO 56 model for bare soil evaporation (Allen et al., 1998) is also evaluated. The two stages of evaporation are distinguished using a coefficient (K_r) that depends on the soil water content as:

$$\beta_e = \frac{TEW - (0.1 * (\theta_{fc} - \theta_d))}{TEW - REW} \quad (18)$$

Where TEW and REW are the total and the readily evaporable water, respectively, in mm.

The rough estimate of the uncertainty in E is achieved by using various combinations of E_{max} and β_e values: we test the potential evapotranspiration, as described by Boulet et al. (2000) and the reference evapotranspiration (Fao-56 reference crop), as described by Allen et al. (1998). For each of these methods, the soil evaporation efficiency is calculated with three values of p (1; 1.5; 2) for Eq. (16) or various values of the wilting point (i.e., from 0.1 to 0.3) for Eq. (18) and at two different depths (5 cm; 15 cm). To select parameters which produce the best fit, we compare the soil water content measured in situ with a simulated soil water content based on surface water budget while varying the main parameters of the evaporation models (p , θ_{wp}). The simulated soil water content is calculated through a surface water balance using Eq. (19) in order to optimize the evaporation model.

$$\theta_{day+1} = \theta_{day} + \frac{E_{day}}{d} \quad (19)$$

The β_e parameters and d are determined using an optimization which is based on the minimization of the Root Mean Square Error (RMSE) between the modeled and the observed soil moisture using Eq. (19). We select parameters which produce best fit.

3. Results

3.1. Water balance

Our study is conducted over three contrasting hydrological years (from September to August). Total precipitation is about 116 mm in 2013 (dry year), 413 mm in 2014 (wet year) and 180 mm in 2015 (dry year). Since we measure soil water content until 1 m depth, we try to evaluate the water balance closure for this depth as an attempt to check the year-to-year variability, the consistency between the EC data, and the amount of water extracted from the top meter of soil where most roots are located.

Table III. 1: The seasonal water balance: total rain versus the sum of the total water storage evolution over the top meter of soil (ΔS) and the evapotranspiration (ET). Autumn is: September-October-November. Winter is: December-January-February. Spring is: March-April-May. Summer is: June-July-August. Bold numbers refer to seasons when $\Delta S + ET$ exceed the rainfall.

	Cumulative sum rain	Cumulative sum ($\Delta S + ET$)
Winter 2013	29.8	52.3
Spring 2013	60	76.0
Summer 2013	56.8	77.0
Autumn 2013	89	89.2
Winter 2014	154.2	112.8
Spring 2014	128.4	132.9
Summer 2014	40.8	175.0
Autumn 2014	56.4	123.1
Winter 2015	70.6	63.4
Spring 2015	37.4	62.7
Summer 2015	32.2	99.7
Autumn 2015	66.6	143.8

If one neglects the drainage considering the results of one year measurements of the deep drainage using lysimeter (Decagon Devices Inc., Pullman, WA) at 1 m depth (not shown) and the increase of the percentage of clay with depth which increases the field capacity towards 1 m depth, the seasonal water balance can be approximated as the sum of the soil water storage at 1 m (ΔS) and the evapotranspiration (ET) from EC measurements versus the rainfall. The seasonal cumulative sum of rainfall is mostly lower than the cumulative sum of $\Delta S + ET$, especially during the dry periods. The increase of the deficit is significant under surface water limiting conditions. In the summer of 2014, $\Delta S + ET$ exceeds the amount of rainfall by 134 mm. In the autumn of 2014, the precipitation with a total seasonal amount of 56 mm. This is the lowest value recorded in autumn during the study period. It does not meet the sum of the extractable water at the top meter of soil and the water lost to the atmosphere by evapotranspiration (i.e., 143.8). Similarly, this deficit is about 67 mm, 25 mm, 68 mm and 77 mm during the autumn of 2014, the spring the summer and the autumn of 2015, respectively. Throughout the dry year 2013 (i.e., the winter, the spring and the summer), $\Delta S + ET$ always exceeds P, but during wet periods (i.e., the autumn of 2013, winter-spring of 2014 as well as the winter of 2015), the cumulative sum of rainfall is approximately equal to the cumulative sum of $\Delta S + ET$. When an amount of 70 mm precipitation fall, the top meter soil balance closure is achieved.

3.2. Evapotranspiration partitioning

After checking the consistency at seasonal scale, we focus on the analysis of the daily (Figure III. 7) and monthly (Figure III. 6) evapotranspiration and its components. To do so, the monthly and daily totals of the evaporation from the evaporation models and the transpiration from the sap flow are compared to the corresponding evapotranspiration eddy covariance. The figure III. 5 shows the evaporation derived from the three methods: Merlin, Song and the FAO. The Song method gives evaporation rates similar to the Merlin evaporation modeled. The monthly evaporation rates derived from the three models based on the observed surface soil moisture time series after calibration are comparable to the monthly

difference between the evapotranspiration from eddy covariance and the transpiration from the sap flow measurements. The correlation coefficients are 0.85, 0.83 and 0.84 for the Merlin, the FAO 56 and the Song models, respectively. The RMSE is 0.012, 0.013 and 0.014 for the Merlin, the FAO 56 and the Song models, respectively (see figure 3 in the supplemental section). However, the monthly evaporation derived from the FAO linear model tends to be higher. In what follows, the evaporation derived from the Merlin model will be kept. The Merlin model, where β_e is calculated with $p=1$ and $d=5$ cm, produces the best fit with the modeled soil water content using Eq. (19) with a coefficient of determination equal to 0.85. The figure III. 5 supports this choice.

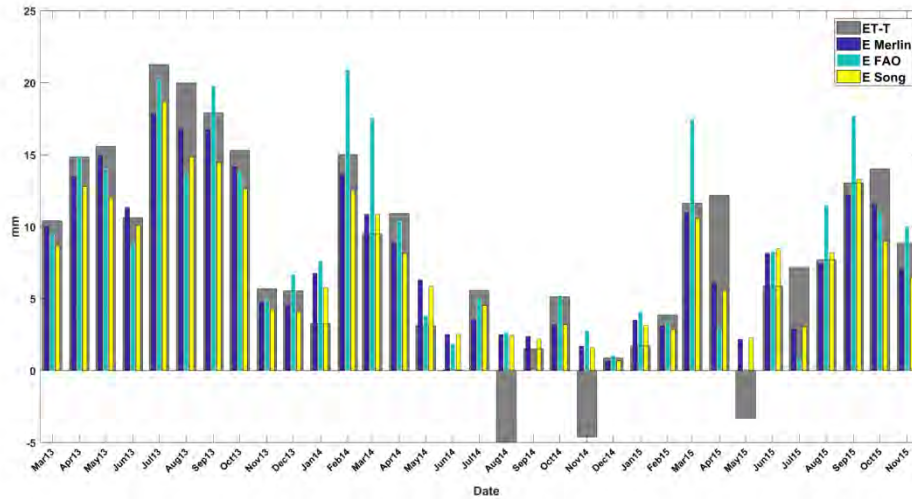
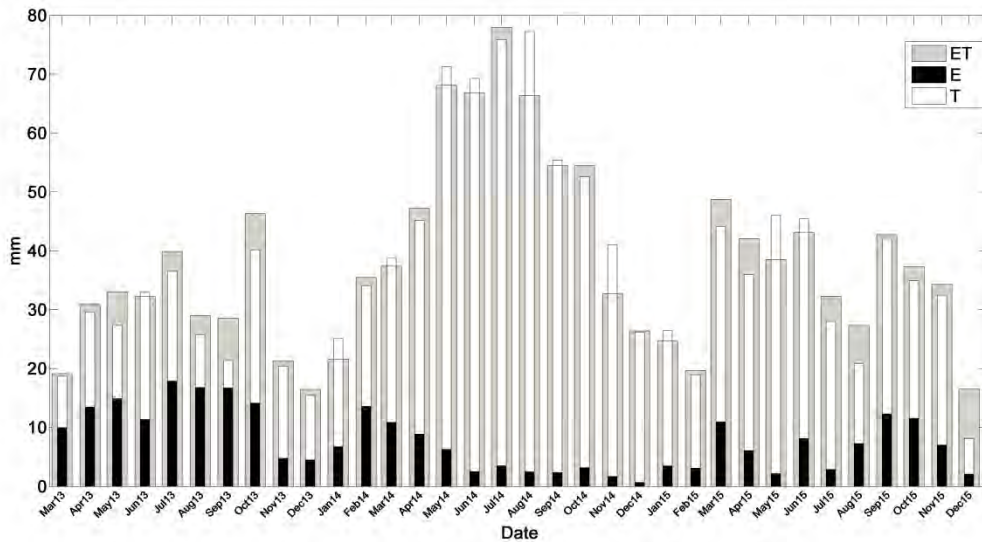
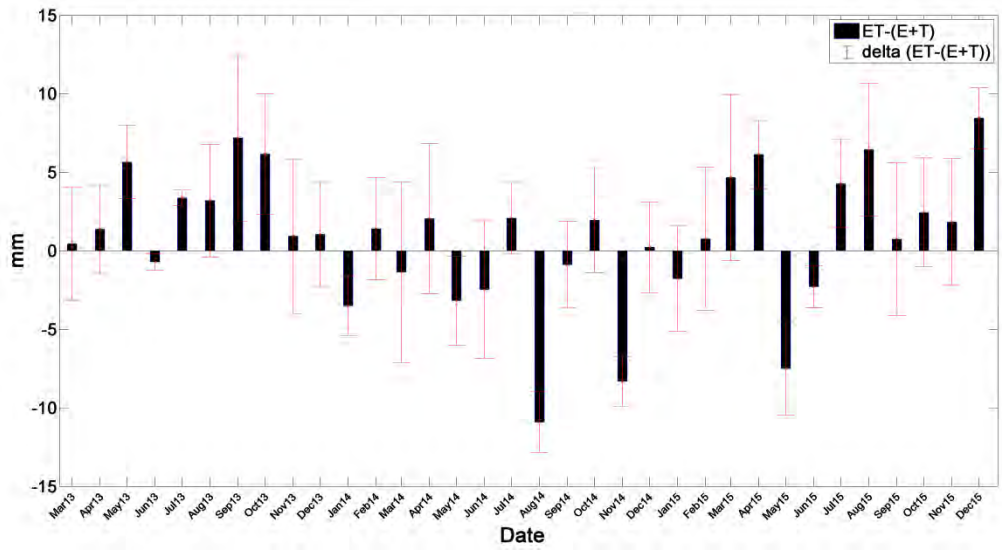


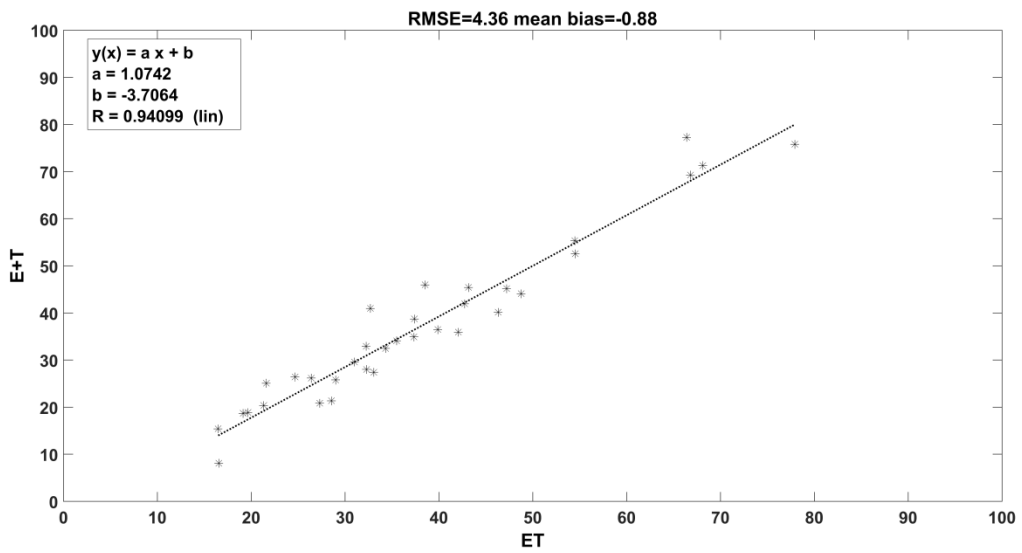
Figure III. 5: Comparison between the monthly evaporation by three models (Merlin, FAO and Song) and the difference between the evapotranspiration from EC and the transpiration from the Sap flow (ET-T)



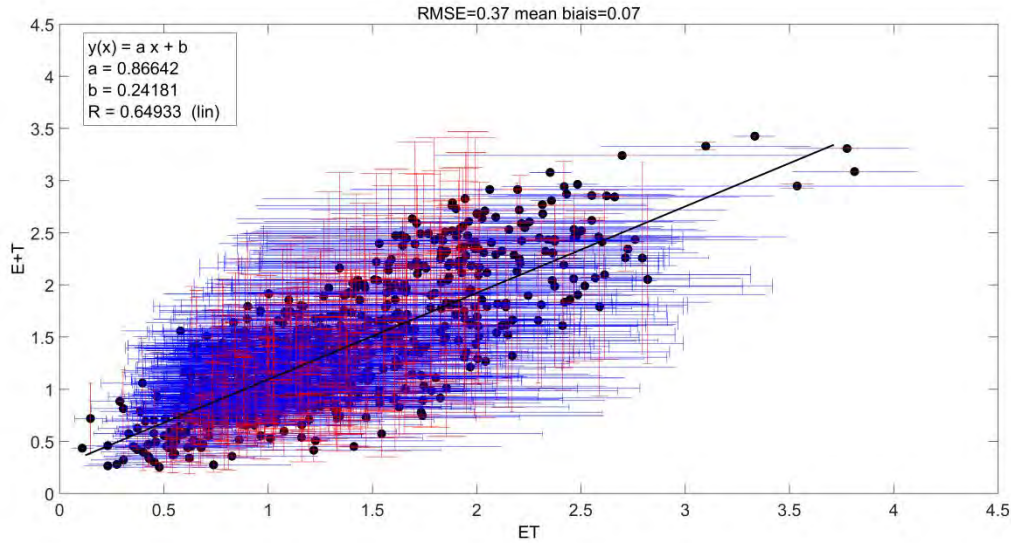
(a)



(b)



(c)



(d)

Figure III. 6: a) Monthly evapotranspiration (ET) partitioning into transpiration (T) and evaporation (E); b) the difference between ET and E+T and its corresponding uncertainty; the relationship between ET from eddy covariance and the sum of the transpiration from the sap flow and the evaporation from the model at the monthly scale (c) and at the daily scale with vertical error bars that corresponds to the uncertainty of E+T and horizontal error bars that corresponds to the uncertainty of ET (d); a is the slope and b is the intercept, R is the coefficient of determination and RMSE is the Root Mean Square Error.

A comparison of monthly ET from eddy covariance measurements versus the sum of E from micrometeorological data and T from sap flow measurement is shown in the figure III. 6a. The partitioning of ET shows a good consistency compared to the total flux with a coefficient of determination equal to 0.94 and a root mean square error equal to 4.36 mm. During the dry years (2013 and 2015), maximum of monthly ET is around 50 mm. Monthly E represents a large fraction of ET, reaching 65 % and 78 % during August and September of 2013, respectively (López-Olivari et al., 2016; Roupsard et al., 2006). This behavior can be explained by the simultaneous rise of soil surface water content (due to the large number of small rain events) as well as evaporative demand associated to a high fraction of bare soil (0.93) at the stand scale in our site. Lower values of evaporation are recorded on account of the low amount of rainfall during the summer of 2014. During this wet period, T increases and dominates ET. The contribution of the transpiration rate is about 97.4 % to the whole flux in the December of 2014.

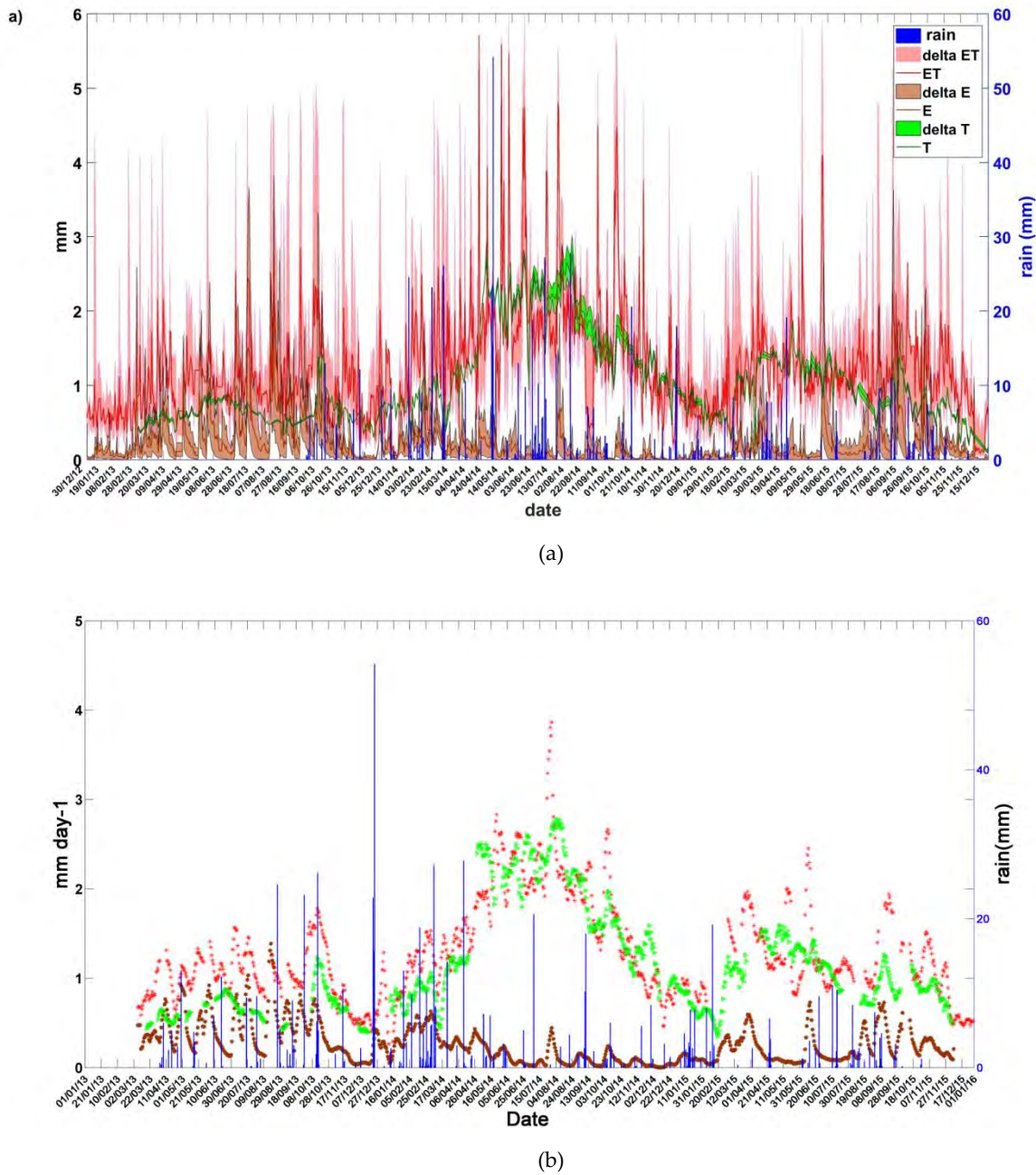


Figure III. 7: The temporal evolution of evapotranspiration from eddy covariance (ET), the modeled evaporation based on SWC measurements (E) using the Merlin model and the transpiration from sap flow (T) during 2013, 2014 and 2015: a) daily mean with their corresponding uncertainty as shaded area; b) the moving average for a 7-day period.

The daily partitioning of the water fluxes varies enormously. The coefficient of determination of the daily scatter plot between ET and E+T (Figure III. 6d) is about 0.64. During the summer of 2013 and the fall of 2014, the evaporation is the main part of the whole flux, especially during the two to three days following rainfall. Although evaporation reaches 70 % of the whole flux (about 1.3 mm) on the day following the rain event of June 5, 2015, the daily transpiration peak occurs 6 days later.

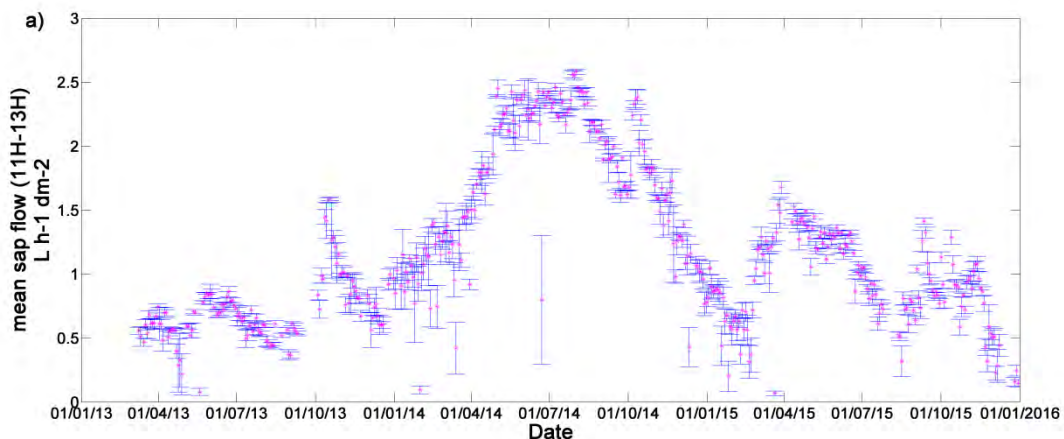
As a first guess of the evapotranspiration and its components, the total Flux ET is evaluated through three means: one from measured flux, one obtained from the Bowen ratio

correction method, and the other one from the residual method (see section 2.2.2). Three estimates of soil evaporation (Merlin, Song and FAO) are applied (see section 2.4). For the transpiration, the uncertainty estimates are derived from the two *SWA* calculations and the two upscaling methods (i.e., the average and the similar allometry methods) (see section 2.3.1). The ranges of values between the minimum and the maximum of ET and its components from different methods are shown in the figure III. 7 as shaded area. The magnitude of ET varies largely especially during rainfall events. The largest shaded area for the soil evaporation occurs during the first evaporation stage and it is reduced during the second stage. The maximum ranges of transpiration are recorded during the wet year, i.e. in 2014. During dry years, the canopy decreases its transpiration by half roughly.

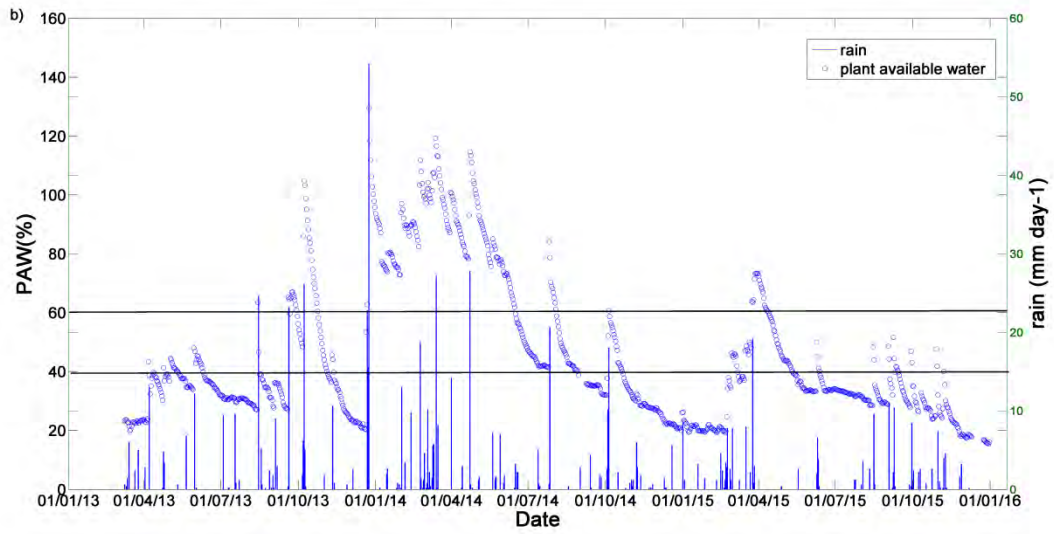
3.3. Analysis of evapotranspiration components and detection of soil and plant water stresses using different parameters

3.3.1. Transpiration and plant water stress

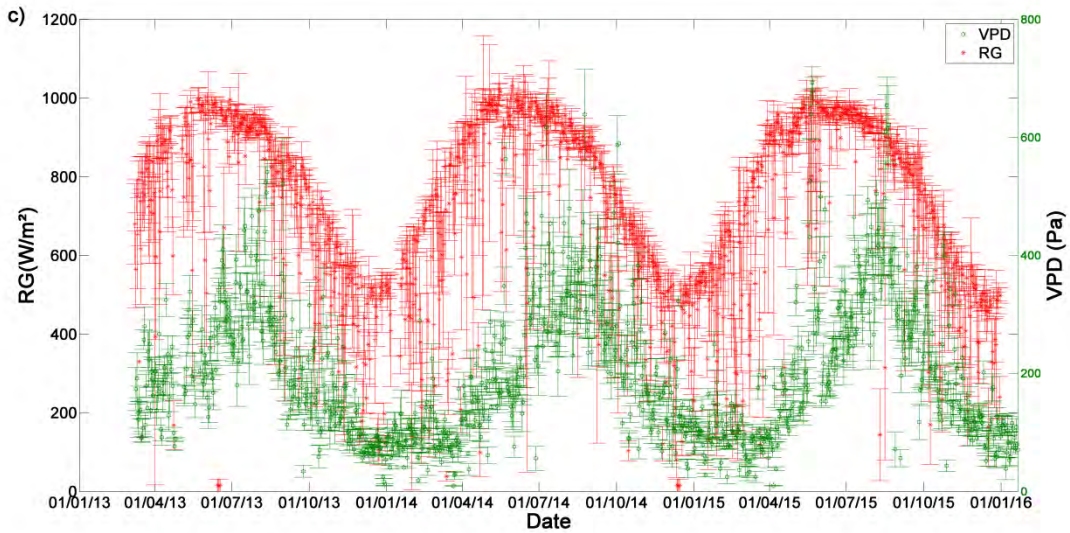
To study the year-to-year variability of the sap flow and the factors governing its dynamic at different scales, figure III. 8 shows the mean between 11h and 13h (local solar time), the range of the global incoming radiation, the *VPD*, and the sap flow. This temporal window is chosen because it corresponds to the maximum of incoming global solar radiation. The *PAW* varies markedly over the years (Figure III. 8). It reaches 100 % and over (saturation) during the wet year, but usually about 40 % during the dry years. It decreases rapidly following rainfall, especially during summer. Simultaneously, the sap flow reflects faithfully this year-to-year variability of the rainfall distribution. During the wet period, the sap flow is about twice those of 2013 and 2015 with a maximum of $2.5 \text{ l h}^{-1} \text{ dm}^{-2}$. The standard deviation is higher during wet periods. The two minima of the sap flow over the three years of the study (near zero) are recorded during the dry periods, and they correspond not only to the minimum of the plant available water, but also to the minimum of *VPD* and of global radiation.



(a)



(b)



(c)

Figure III. 8: (a) Dynamics of daily mean between 11h and 13h and the range of sap flow of the 8 sensors, (b) the plant available water (PAW) for the top 40 cm of soil, rain, (c) vapor pressure deficit (VPD) and global radiation (Rg) over the study period.

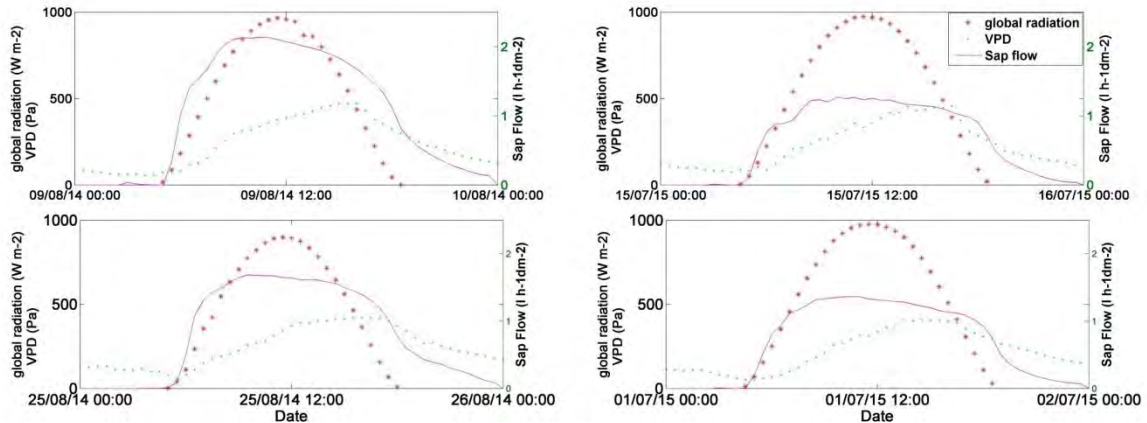
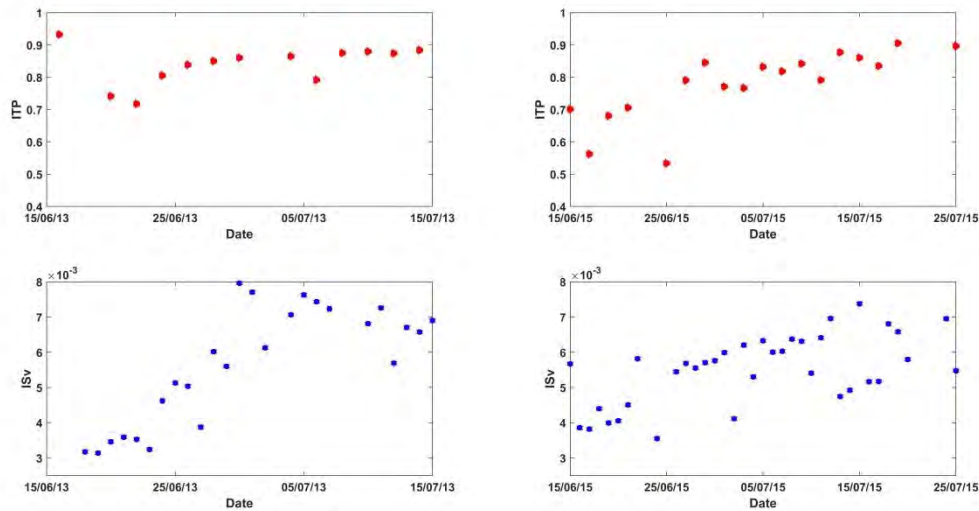
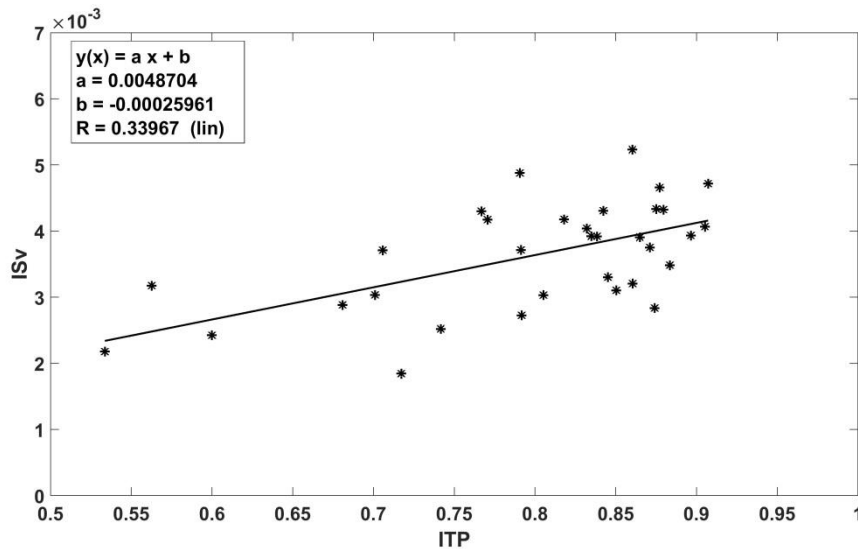


Figure III. 9: Plots of half-hourly evolution of relative sap flow, vapor pressure deficit (VPD) and solar radiation on two typical days with moderate water stress, and two typical days with high soil water stress under the same meteorological conditions and the same LAI. Note that the PAW (the plant available water) on August 25, 2014 is 41.7%; the PAW on July 1, 2015 is 33.37%; the PAW on August 9, 2014 is 48.54%; the PAW on July 15, 2014 is 32.68%.

The observations reported in the literature suggest that, the daily fluctuations of sap flow are governed by the environmental conditions and its amplitude by the soil water content. Because our data are recorded under very contrasting climatic conditions, we select two pairs of days under the same climatic conditions and evaluate the effects of diurnal variations in meteorological conditions on daily dynamics of sap flow. We choose two days with a high water stress (the PAW of July 1, 2015 is about 33.37 % and the PAW July 15, 2015 is about 32.68 %) and two days with a moderate water stress (the PAW of August 9, 2014 is about 48.54 % and the PAW of August 25, 2014 is about 41.7 %). The daily course of sap flow, VPD and R_g follow a unimodal curve (Figure III. 9). The irradiation and the VPD are found to explain sap flow fluctuations. The sap flow is null at night, increases sharply between 6 AM (local solar time) and 10 AM with a rise of global radiation (950 W m^{-2}). The stomatal closure is visible at 10 AM for the four days as an evidence of plant water stress. The sap flow reaches its maximum and remained high at high VPD (420 Pa) till 2 PM, and diminishes gradually following the decrease of VPD . The maximum of global radiation occurs approximately at the same time as the maximum sap flow at 11 AM. The peak of VPD is observed later at 2 PM. The plant is subject to the same atmospheric conditions, but different water soil contents. The sap flow decreases from $1.68 \text{ l h}^{-1}\text{dm}^{-2}$ to $1.3 \text{ l h}^{-1}\text{dm}^{-2}$ on July 1, 2015. Similarly, it declines from $2.13 \text{ l h}^{-1}\text{dm}^{-2}$ on August 9, 2014 to $1.26 \text{ l h}^{-1}\text{dm}^{-2}$.



(a)



(b)

Figure III. 10: (a) The mean of *ITP* (the potential transpiration indicator) and *IS_v* (the vegetation stress indicator) between 11h and 13h after the rainfall event of June 1, 2013 and June 9, 2015 respectively; (b) the scatterplot between *ITP* and *IS_v*. *R* is the coefficient of determination

Since the plant responds to both atmospheric conditions and soil water stress, we check the potential of remote sensing indices to detect the plant response to such water deficit or high atmospheric demand. Besides, we study the consistency between the vegetation stress index *IS_v* and the plant available water (Figure III. 10). On June 15, 2015, the *PAW* remains under 40 % and the plant was under high water stress. At that time, *IS_v* increases from 0.0038 to 0.0066 while the stress index *ITP* increases from 0.56 to 0.89. Similarly, in the same period of 2013, *ITP* is about 0.9, and *IS_v* is highly variable and ranges from 0.0031 to 0.008.

Once water stress is detected, a good estimate of the plant water use and a better comprehension of the hydrological functioning of the plant are needed. To quantify the plant water use, a scaling of sap flow measurements from individual trees give an estimation of the transpiration of the orchard from the sap flow measurements in individual trees (Figure III. 7).

Figure III. 7 shows that the transpiration rates are low in 2013, high in 2014 and intermediate in 2015, which reflects the total amount of precipitation falling for each year. Daily means of transpiration did not exceed 3 mm day⁻¹ from sap flow estimates as observed by Ramos and Santos (2009) for dry-farming olive trees with 12 by 12 m spacing in southern Portugal. In the literature, such daily rates of transpiration are reported by David et al. (2007) for Mediterranean evergreen oaks. In an irrigated olive tree orchard in southern Italy, daily values of transpiration from 2 to 3 mm day⁻¹ are also reported by Cammalleri et al. (2013).

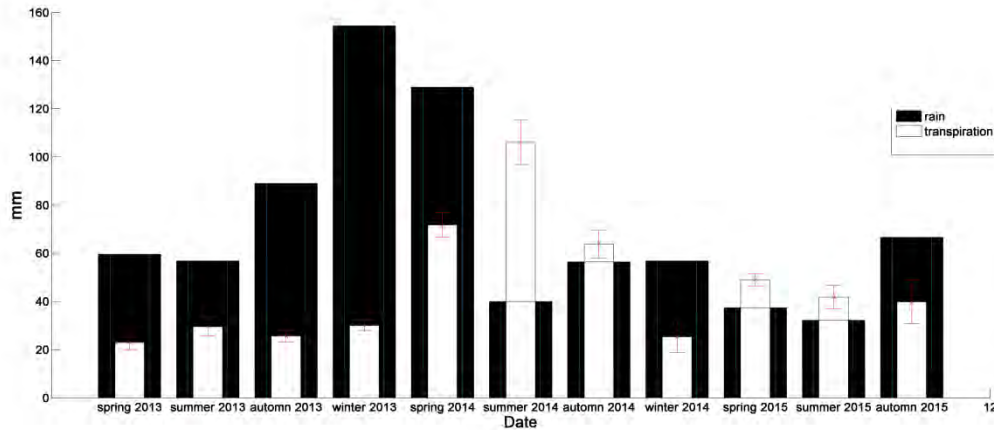


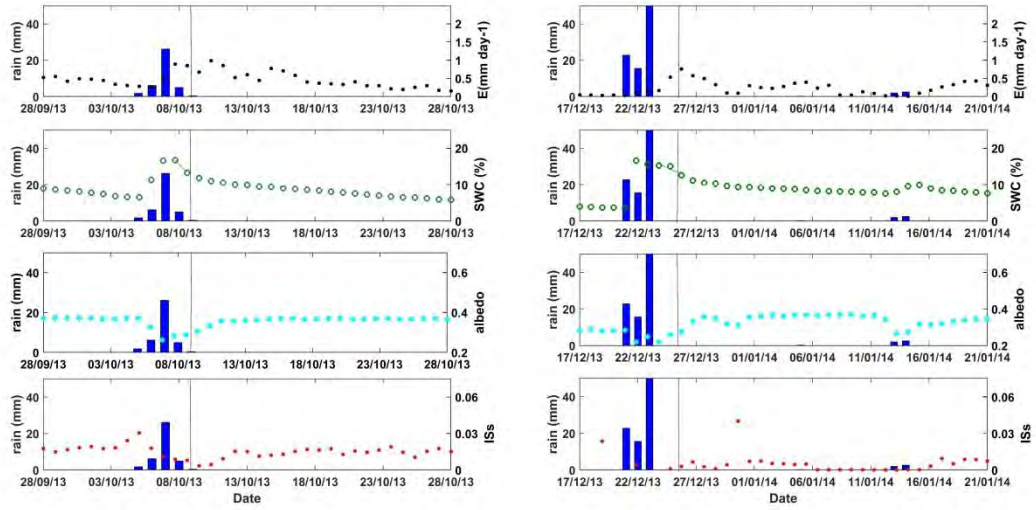
Figure III. 11: Seasonal precipitation and transpiration from 2013 to 2015; the vertical red line represents the standard deviation of the transpiration.

Seasonal differences in transpiration are marked (Figure III. 11). It ranges from 23.71 mm in the spring of 2013 to 106.83 mm in the wet summer of 2014.

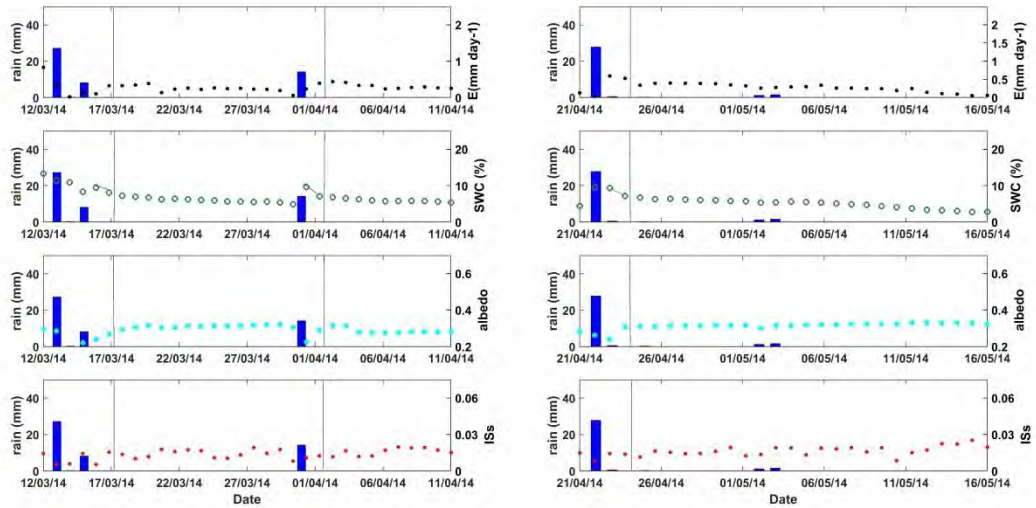
3.3.2. Evaporation

For such a sparse cover, the bare soil represents a large contributing area. Soil evaporation is simulated over the study period using micrometeorological data and the SWC recorded in situ using Eqs (15) and (16). In this section, we study the soil evaporation and its response to a rain event. At the dry-down scale, we distinguish two stages of evaporation. We estimate the time between the rainfall and the transition from the climate controlled stage to the soil moisture controlled stage, through several parameters: the soil controlled evaporative index (IS_s), soil moisture and albedo as proposed by Amano and Salvucci (1999).

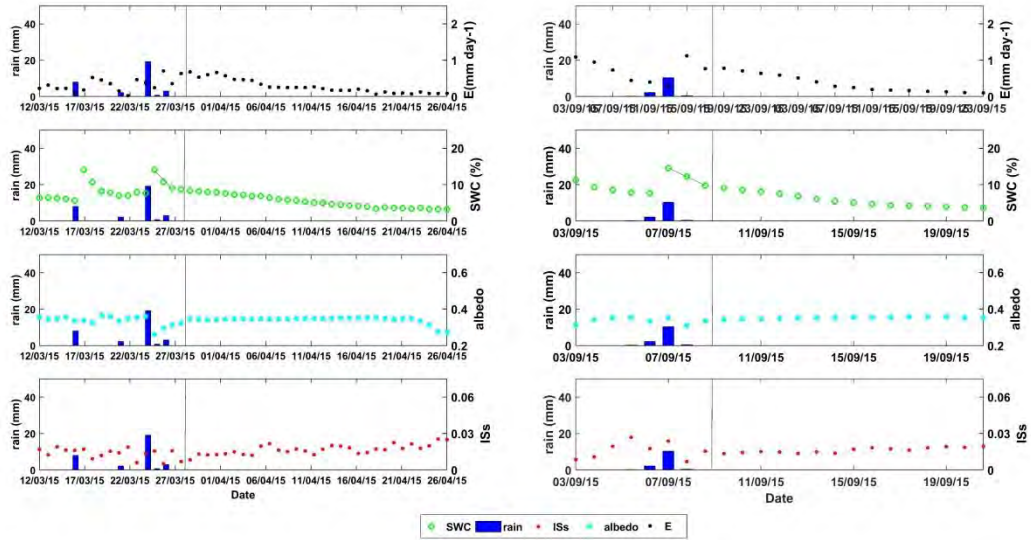
Figure III. 7 shows the daily evaporation derived from the Merlin model based on the measured top soil water content. Over the three years of the experiment, we observe high evaporation values in 2013 and 2015 which are two dry years. During those years, rainfall is less significant but more frequent and occurs in the spring and the summer of 2013 and in the autumn of 2015. Daily E reaches 3 mm day⁻¹ after a total amount of 30 mm of rain on August 2013. Even though the year of 2014 is characterized by major precipitation events especially in winter, E did not exceed 1 mm day⁻¹.



(a)



(b)



(c)

Figure III. 12: Daily evaporation, volumetric water content, albedo and IS_s for specified days after rainfall at different times of the period of study (a) 2013, b) 2014, c) 2015). The vertical black line shows the limit between the two stages of evaporation: the atmosphere limited stage and the soil limited. SWC is the volumetric humidity; E is the soil evaporation; IS_s is the soil controlled evaporative index. The bars represent the daily rainfall.

Albedo time series confirm that the surface temperature variations are due to deficit in soil water content. If we select pure dry downs (i.e. with no small amount of rainfall) (Figure III. 12), we could observe that, after the rainfall, the curve can be divided into an initial sharp drop in volumetric water content and, some days after, a decrease in the evaporation rate resulted in a slope change (second stage). This shape corresponds closely to the two distinct stages of evaporation: the climate controlled and the soil moisture controlled stages. The time lag between the rain and the beginning of second stage (t_d) is between 1 and 3 days in this sandy soil. It coincides with an increase of albedo and of IS_s . Moreover, the selected rain event on December 23, 2013 corresponds to a total amount of 77 mm (Figure III. 12a). Figure III. 12 shows the fast response of albedo, which increases from 0.22 to 0.35 four days after the rain. During the first stage of evaporation, IS_s is about 0.0066. When a small amount of precipitation falls on September 8, 2015 with a total amount of 13 mm, albedo increases from 0.3 to 0.34 and IS_s increases from 0.006 to 0.015. On October 7, 2013, a drop in the soil water content from 16 to 9 % is concomitant with an increase in IS_s from 0.0033 to 0.015 and in albedo from 0.27 to 0.35. Similarly, after the rainfall of March 13, 2014, IS_s increases from 0.010 to 0.017 and albedo increases from 0.18 to 0.31. In all of those rain events, remote sensing variables are relevant for detecting the second stage of evaporation and are characterized by similar trends. However, this behavior is less noticeable after the rain event on April 23, 2014.

4. Discussion

The partitioning of the evapotranspiration is studied over three continuous years, which are characterized by a high year-to-year variability of the temporal distribution of rainfall. Due to an experimental protocol adapted to the very low vegetation fraction cover of the olive yard, this study provides a quantitative and qualitative analysis of the partitioning between the soil evaporation and the plant transpiration at different time scales, from the year-to-year variability down to the scale of a rain event.

The three contrasting years allows us to explore a large variety of drought level combinations as well as their effects on transpiration rates and evapotranspiration partitioning. Our study reveals a ratio T/ET ranging from 97 % during wet periods to 4 % during dry periods which can be explained by the seasonal rainfall intensity distribution. Even though 2013 and 2015 were dry years, there is a significant amount of small rainfall events during seasons with high climatic demand, which explains the large amount of E in those years compared to T : most of the rain is quickly returned to the atmosphere. During the wettest year 2014, however, rain falls less frequently but mostly in winter, when the climatic demand is low, and with large amounts which can penetrate the soil and refill the deeper horizons (Figure III. 7). These results are within expected ranges of variability compared to those obtained over other olive orchards. For instance, Rousseaux et al. (2009) estimate that the transpiration contributed by 75 % to the orchard ET over a drip-irrigated olive orchard with a fraction cover equal to 23 %. Villalobos et al. (2000) investigate the evapotranspiration and its components over a drip irrigated olive orchard with a fraction cover of about 40 % and a tree density of 277 tree ha⁻¹. The daily ratio T/ET , when the soil is dry, is about 76 %. In our study, while having a fraction cover of 7 % and a tree density of 25 tree ha⁻¹, when the annual rainfall is reduced by 43 % from 2014 to 2015, the annual transpiration decreases by 20 %. The year-to-year variation of transpiration is strongly correlated with the amount of the rainfall. This observation is consistent with the results obtained by Limousin et al. (2009). They show that a decrease of 29 % of the rainfall lead to a decline of the annual transpiration by 23 % using a 4-year throughfall exclusion experiment over *Quercus ilex* forest in a Mediterranean climate zone. However, our results are difficult to compare to previous works conducted on olive orchards because of their specific properties in terms of row spacing, climate, soil texture and interest in irrigated sites (Charfi Masmoudi et al., 2011; Moreno et al., 1996; Santos et al., 2012; Tognetti et al., 2004).

To avoid any inconsistency in the partitioning due to the different methods used in this analysis of ET , we evaluate the quality of the dataset acquired using the eddy covariance technique through the energy balance closure. There is a small lack of energy balance closure at the orchard. Usually, the low measurements frequency does not allow to capture all eddies (Foken, 2008) and the available energy $R_n - G$ is higher than the sum of the turbulent heat fluxes $H + LE$. This is not observed here. Nevertheless, the absolute difference between available energy and the sum of the turbulent fluxes remains consistent with previous works performed in many of the FLUXNET eddy covariance sites. In Wilson et al. (2002), the slopes evaluated over twenty-two sites and along fifty years range from 0.53 to 0.99, the intercepts (from -32.9 to 36.9 W m⁻²) and the mean coefficients of determination (from 0.64 to 0.96). Several studies report a lack of energy balance closure using the eddy covariance method over olive orchards. For example, Er-Raki et al. (2008) report an imbalance ranging between 8 and 10 % within the flood-irrigated Agdal olive orchard, located in Morocco. However, Villalobos et al. (2000) show for drip-irrigated olive orchards a good energy balance closure with a slope equal to 0.88, in addition to an intercept equal to 5.9 W m⁻².

Once the quality of the evapotranspiration dataset is checked, the most difficult step in using the other techniques is the scaling up to the orchard scale because of the specific and contrasted spatial scales of each of these methods. To estimate transpiration, we choose to install the sap flow sensors into four sampled trees. We consider this sample adequate on account of the homogenous tree size, row spacing and the absence of intercropping. The trees are near the eddy covariance mast and are part of the area contributing to the whole flux. The sensor position is important because the conducting system properties (uniformity of the sapwood area, conductivity...) vary according to the position (Kume et al., 2012; Lu et al., 2000; Oren et al., 1998). For the purpose of getting a representative measurements of the sap

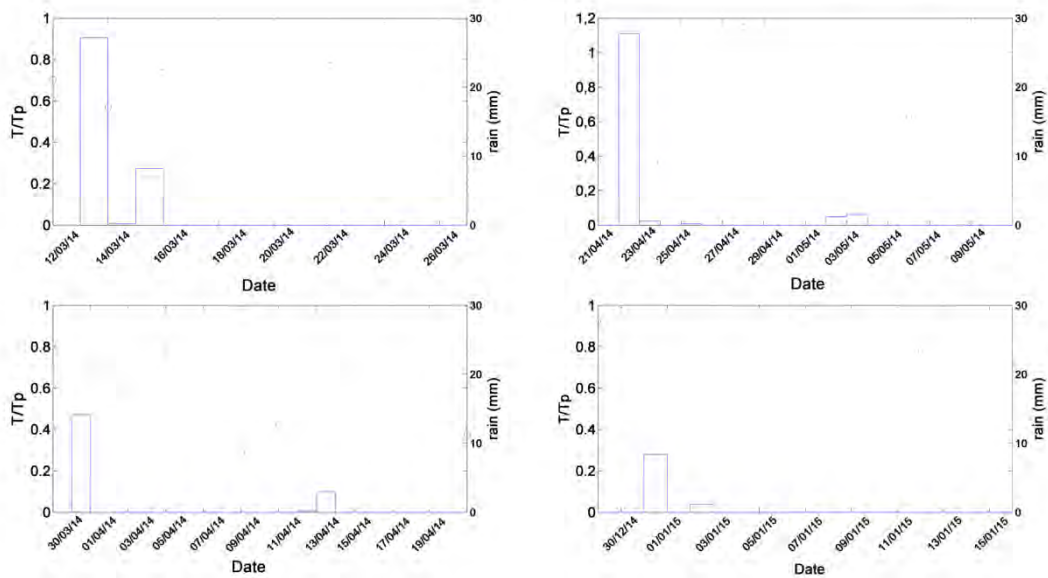
flow, we have to take into account this heterogeneity of the sap wood area and the intra-tree variability. At orchard scale, we use a method based on the trunk circumference (Vertessy et al., 1995) in order to scale-up sap flow density attributed to each tree of the sample to transpiration rate per unit of area. Several studies focus on the relationship between tree allometric measurements (circumference, trunk diameter, projected crown area...) and transpiration (Barbour et al., 2004; Kostner et al., 1996; Oren et al., 1996). In this study, scaling of the sapflow measurements to the tree transpiration require an estimation of the sapwood area of each sampled tree. This variable is a strong scaling factor, difficult to estimate and can lead to major errors (Kumagai et al., 2005) especially when averaged to the stand level (Nadezhkina et al., 2002). A sample of 25 trees for which we measure the trunk circumference, is considered as representative of the allometric variability of the orchard. Granier (1987) find that the transpiration per unit of conductive sap wood area is approximately constant between the trees and thus, in a homogenous orchard, four trees are adequate (Smith and Allen, 1996). In our study, contrarily to Williams et al. (2004), the transpiration rate with the sap flow method reaches but does not exceed the evapotranspiration rate derived from eddy covariance method, when the soil is dry. In Williams et al. (2004), the scaling of the transpiration to the evapotranspiration was necessary.

Another potential source of uncertainties is the change of temporal scale from hourly sap flow measurement to year-to-year estimations of transpiration rates. Indeed, in such environment, surrounding air temperature could generate noise in the sap flow measurements with the heat balance method. Even though the insulation cover is adequate to avoid the night offset and the morning peak, it seems to be insufficient (Lu et al., 2004) to overcome the natural gradients. To apply the temperature correction (see “materials and methods section”), we assume that the previous and the next day have similar weather conditions which probably is not always true. The gap-filling method is also based on meteorological variables, but meteorological conditions can be subject to rapid changes from one day to the next. In spite of these uncertainties, it is possible to estimate fairly accurately the transpiration of the day “off” using the gap-filling method based on the reference evapotranspiration. Moreover, the monthly results of the ET partitioning (Figure III. 6) demonstrate a good fit between the sum of the evaporation and the transpiration, and that of the evapotranspiration, as a proof of the robustness of the approach.

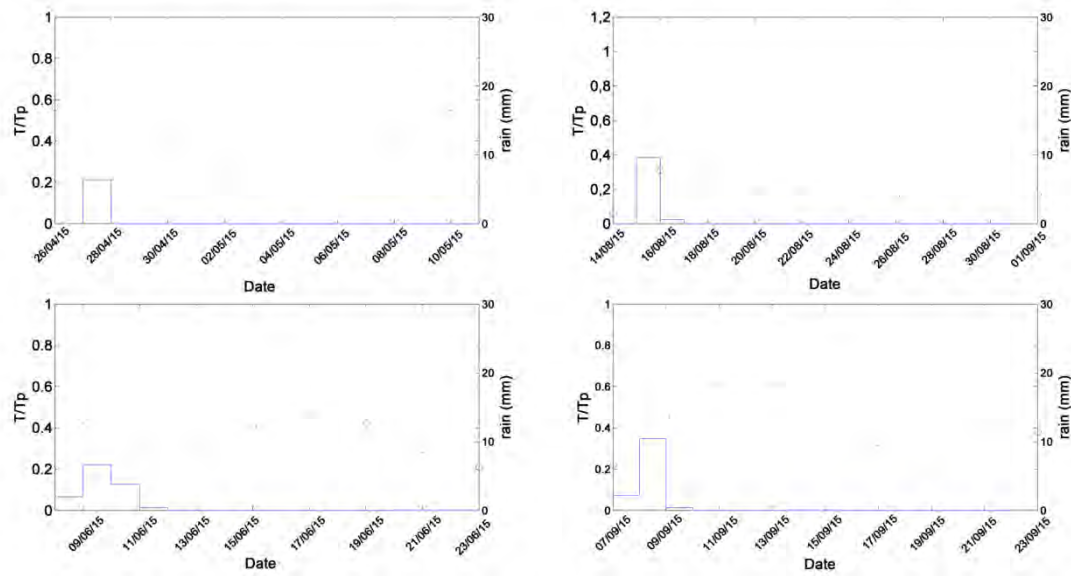
Monthly transpiration rates range from 3 mm in September of 2013 to 74 mm in August of 2014 which coincide with maximum solar irradiance and net radiation. This estimates fall within the range of values measured under semi-arid conditions: (Santos et al., 2012) estimate the transpiration of dry-farming olive orchard of about 27.3 mm from August 4 to August 17 and 44 mm from August 18 to September 9. The high transpiration rates recorded during the driest summer period (i.e. in 2014) reveals a slight relationship with rainfall events (Figure III. 11) which acts in contradiction with previous works (Zhang et al., 2015; Zhao and Liu, 2010). The large amount of precipitation falling during the autumn and the winter of 2014 seems to be sufficient to supply the stock of water available to the plant in summer. A similar observation is reported by Masmoudi-Charfi (2013) which conclude that soil water use in an olive orchard is correlated with the previous rainy season. Therefore, the contribution of transpiration in evapotranspiration is dominant for the dry periods in 2014, whereas the rainfall and the soil water storage at 1 m did not supply transpiration rates suggesting soil water extraction from the soil below 1 m by deep roots. Table III. 1 shows that, during wet periods, the tree extracts water from the soil top meter and thus the top meter soil water balance is mostly closed. However, during dry periods (in bold in the table III. 1), the sum of the soil water storage at the top meter of soil and the evapotranspiration exceeds the amount of rainfall because the tree uses its deep roots to extract water from deeper horizons. This

ability of deep root water extraction by trees under water deficit is reported by Moreno et al. (1996) for an olive orchard in Spain. Overall, there is a lack of information in the literature on root distribution on account of the difficulty of its measurement. Consequently, it may limit the accuracy of the plant available water estimate. However, several works report high rooting depth under water deficit conditions, reaching sometimes 12 m for trees in semi-arid areas (Brito et al., 2015). No study dedicated to a rainfed olive orchard is found. But, the 20 m by 20 m spacing allows the tree to explore a large volume of soil. The figure III. 3 shows a high root density at the surface near the trunk and in deeper soil layers, far away from the trunk, as discussed by Fernández et al. (1991).

In our analysis at the event scale, the response of the transpiration to a rain event shows a lag that is extremely variable. No single factor can explain the time lag required to an increase of sap flow following water supply. The length of the drought period preceding the event, the precipitation amount, the soil water content and the plant water status before the event should be explored simultaneously to further understand this response (Figure III. 13). After the rain event of June 5, 2015, the transpiration increases from 0.3 mm to 0.9 mm and represents 62% of the whole flux after the first four days following the rain. After a long dry down, when the rain of June 9, 2015 falls, the transpiration response is slow and reaches its highest value after six days (1.52 mm). However, when the soil is already wet, the small rain event of April 13, 2014 which occurs 13 days after a larger one, boosts rapidly the transpiration which reaches 75% of the evapotranspiration two days after the rain. On the other hand, the time lag seems to be longer when rain is falling after a long period of drought and the ratio of transpiration to the potential transpiration (T/T_p) is close to 0 for days such as June 9, 2015 and April 26, 2015. Within that condition of high soil water deficit, the first rain event allows mostly the water recharge of plant tissues, before causing a boost of transpiration. When the soil is dry at the end of long dry downs, the transpiration is equal to the evapotranspiration.



(a)



(b)

Figure III. 13: The dynamics of the ratio of the daily transpiration to the potential transpiration (T/T_p). Bars are the rain

Beside soil water availability, our study shows that the global radiation and the VPD affects the day-to-day dynamics of sap flows, as reported by Tognetti et al. (2004) for olive trees. According to the figure III. 9, the increase of incoming radiation in the morning causes a rise of sap flow density associated to an activation of photosynthetic processes (Wullschlegel et al., 2001). However, after 10 AM, sap flow declines gradually. This response is more pronounced under soil water deficit conditions probably due to a more severe reduction of stomatal conductance (i.e., July 1, 2015 and July 15, 2015). As described before in the literature (Xu et al., 2010), by reducing stomatal conductance, plants can adjust their water loss in case of high soil water deficit. However, even in case of low soil water content, sap flow density is maintained because of high values in VPD recorded in the afternoon. This is consistent with Fernández et al. (1997) and Oren et al. (1999), which shows that photosynthesis and plant growth are probably maintained through using water available in the deeper layers. An increase of Water Use Efficiency (WUE), defined as the ratio between yield and irrigation, is previously reported for olive trees in the case of soil water deficit (Iniesta et al., 2008; M. Paz Romero et al., 2002; Tognetti et al., 2006; Wahbi et al., 2005). We should note that WUE is usually calculated as a function of water supply by irrigation and at annual scale. Authors rarely use the transpiration rate to define WUE, even though transpiration is the main physiological indicator, because of the difficulty of its measurement.

In order to check, with independent measurements, the consistency of the plant water stress and the remote sensing indicator IS_v , a similar analysis to what has been done for the determination of stage two evaporation can be also carried out for the transpiration in water limited conditions. According to the figure III. 10, IS_v increases significantly with an increase of the ITP . The switch from well-watered to water-stressed conditions can be related to an increase in the surface temperature. Under high water stress, Diaz-Espejo et al. (2007) notice the increase of olive leaf temperature after the stomatal closure. Within the same context, Sepulcre-Cantó et al. (2006) evaluate the difference of the leaf surface temperature values between a well-irrigated olive tree and a water-stressed tree. This difference could reach 4°K . In our case, it is less pronounced due to the poor calibration of the thermal sensor and more

probably to the complex canopy structure of sparse trees, causing a high contribution of soil in the signal.

5. Conclusions

Continuous energy and flux partitioning measurements during 3 years over a sparse dry-farming olive orchard provides information about the evapotranspiration and its components and thus the interplay between the water use of the olive tree and the water loss from the soil. This orchard represents one of the widespread cultivation practices in Tunisia and in the Mediterranean basin. Inter-annual variability in evapotranspiration is as high as that in rainfall in these semi-arid systems. The soil evaporation can be computed from the SWC of the top soil layer (0-5 cm). Although it is controlled by atmospheric conditions during its first stage relatively short (2-3 days) and reacts at the potential rate, it is still dominated by soil properties and decreases gradually during its second stage. The soil water loss is important (78 %) in such area. The tree transpiration was mainly a function of deeper soil water content (20-40 cm: zone of maximum of rooting). Due to the capacity of its root system to extract water from deep layers, the tree reduces its transpiration to fit water and atmospheric stress by the stomatal closure and succeeds in maintaining a constant rate of transpiration during dry periods. The water use of the tree is the major component (98 %) when the plant available water is high and the top soil layer is dry. Therefore, we recommended the use of the combination of the eddy covariance for the evapotranspiration, the sap flow for the transpiration and the model for the evaporation, as described below, to study the whole flux and its components within this difficult environment. Ultimately, it will be very interesting to apply a SVAT model to represent the impact of canopy structure on radiative and turbulent exchanges and the ecophysiology (stomatal processes, hydraulic resistance, root extraction ...) as well as to test more prolonged drought scenarios in the future. The method of partitioning cited by Anderson et al. (2017) will be tested on our dataset. Our data are available online: Chebbi (2017).

Author contribution

Wafa Chebbi: data processing, data analysis and results interpretation.

Gilles Boulet: data analysis and results interpretation.

Bernard Mougenot and Zohra Lili Chabaane: site management.

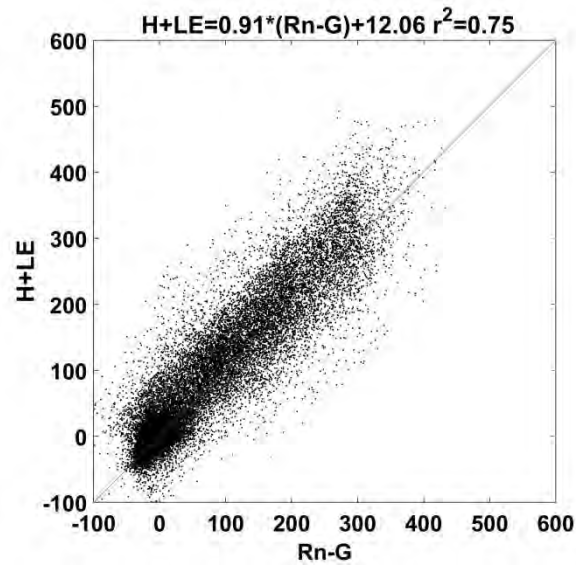
Pascal Fanise and Hassan Ayari: site instrumentation.

Valérie Le Dantec contributed with ideas and discussions.

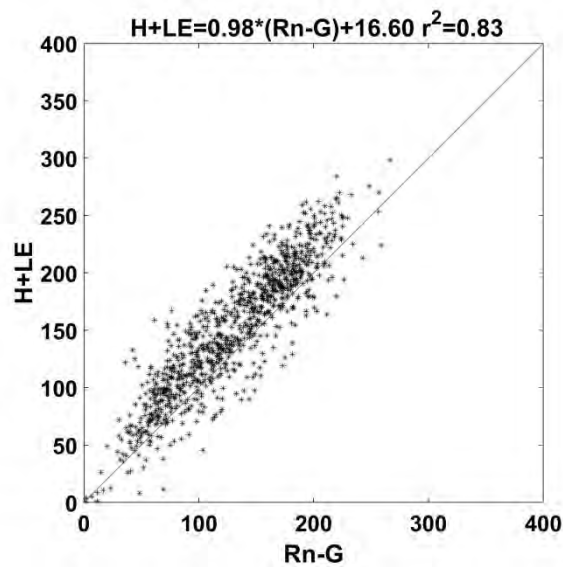
Acknowledgements

This work was permitted with the collaboration of the IO (l'institut de l'olivier). We also thank the Tunisian Ministry of higher education and scientific Research for granting students involved in this study. Financial support from the MISTRALS/SICMED program for the ReSAMeD project, from the CNES/TOSCA program for the EVA2IRT project, from the ORFEO/CNES Program for Pléiades images (© CNES 2012, Distribution Airbus DS, all rights reserved) and from the ANR/TRANSMED program for the AMETHYST project (ANR-12-TMED-0006-01) are gratefully acknowledge, as well as the mobility support from PHC Maghreb program (N° 32592VE / PHC 14 MAG 22).

Supplemental section



(a)



(b)

Figure 1 : Half hourly (a) and daily basis (b) energy balance closure over the study period: the available energy is the difference between the net radiations (Rn) and the soil heat flux (G); the heat flux is the sum of the sensible (H) and latent heat flux (LE); r^2 is the correlation coefficient;

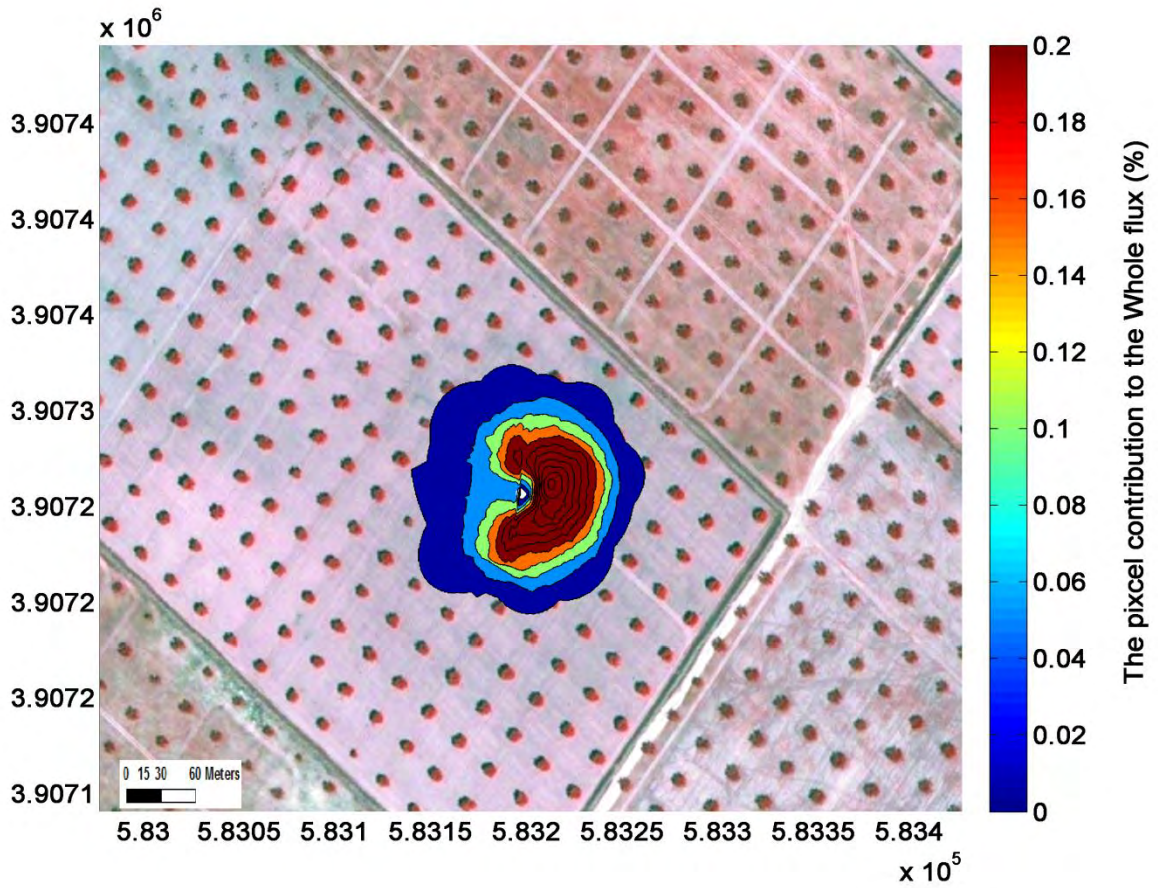
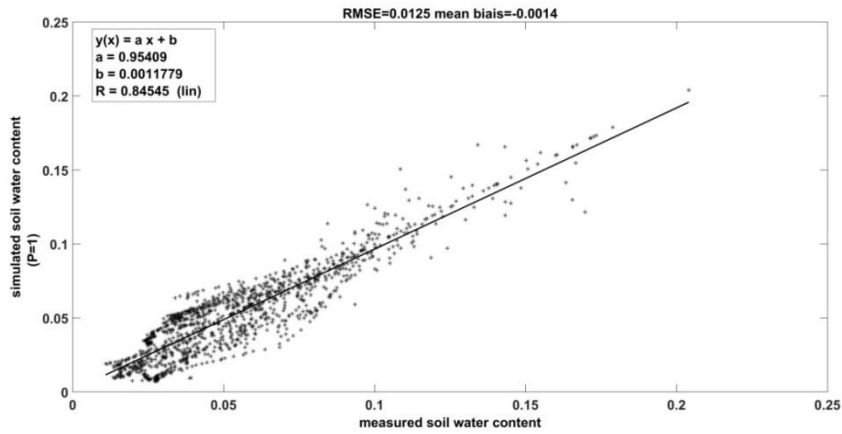
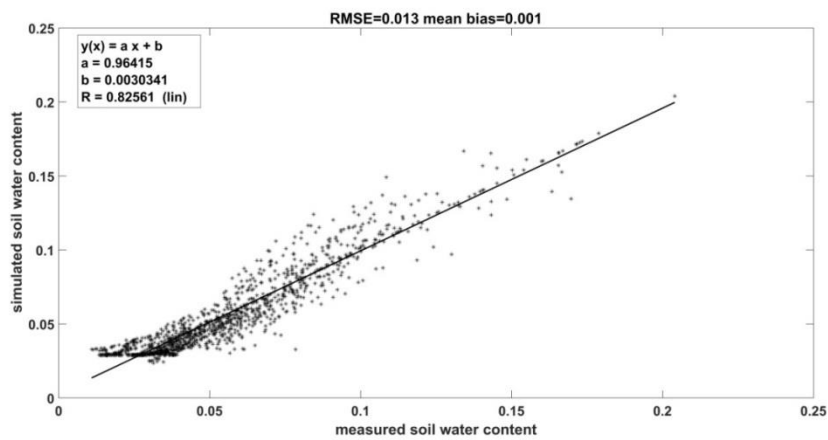


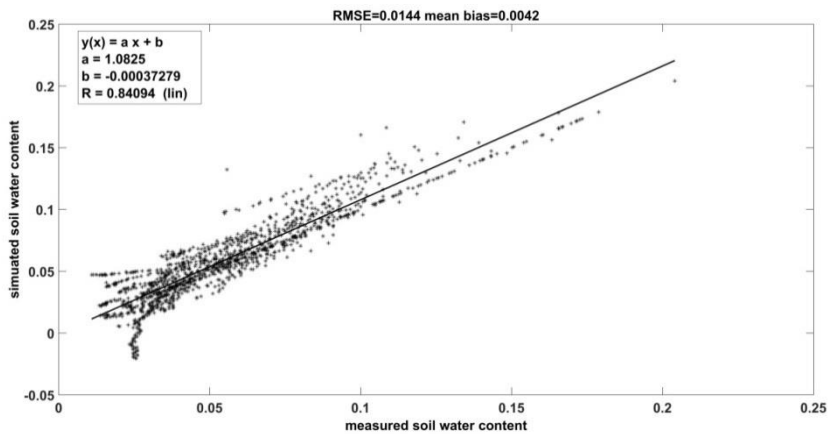
Figure 2: The relative flux contribution determined with the analytic footprint model Horst and Weil for the period of the study (the sum of midday footprints). The UTM units are displayed on the X and Y axes.



(a)



(b)



(c)

Figure 3: Comparison between the three modeled soil water content using Eq. (19) estimated using the Merlin (a), FAO (b) and Song (c) evaporation rates and the measured soil water content.

References

- Allen, R.G., Pereira, L.S., Howell, T.A., Jensen, M.E., 2011. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agric. Water Manag.* 98, 899–920. doi:10.1016/j.agwat.2010.12.015
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration -Guidelines for computing crop water requirements, in: *FAO Irrigation and Drainage Paper 56*. p. 300.
- Amano, E., Salvucci, G.D., 1999. Detection and use of three signatures of soil-limited evaporation. *Remote Sens. Environ.* 67, 108–122. doi:10.1016/S0034-4257(98)00076-5
- Anderson, R.G., Alfieri, J.G., Tirado-Corbalá, R., Gartung, J., McKee, L.G., Prueger, J.H., Wang, D., Ayars, J.E., Kustas, W.P., 2017. Assessing FAO-56 dual crop coefficients using eddy covariance flux partitioning. *Agric. Water Manag.* 179, 92–102. doi:10.1016/j.agwat.2016.07.027
- Anderson, R.G., Wang, D., 2014. Energy budget closure observed in paired Eddy Covariance towers with increased and continuous daily turbulence. *Agric. For. Meteorol.* 184, 204–209. doi:10.1016/J.AGRFORMET.2013.09.012
- Arora, V., 2002. Modeling vegetation as a dynamic component in soil-vegetation-atmosphere transfer schemes and hydrological models. *Rev. Geophys.* 40, 1006. doi:10.1029/2001RG000103
- Bailey, B., Montero, J., Biel, C., Wilkinson, D., Anton, A., Jolliet, O., 1993. Transpiration of *Ficus benjamina*: comparison of measurements with predictions of the Penman-Monteith model and a simplified version. *Agric. For. Meteorol.* 65, 229–243. doi:10.1016/0168-1923(93)90006-4
- Baldocchi, D.D., Hincks, B.B., Meyers, T.P., 1988. Measuring Biosphere-Atmosphere Exchanges of Biologically Related Gases with Micrometeorological Methods. *Ecology* 69, 1331–1340. doi:10.2307/1941631
- Baldocchi, D.D., Xu, L., Kiang, N., 2004. How plant functional-type, weather, seasonal drought, and soil physical properties alter water and energy fluxes of an oak-grass savanna and an annual grassland. *Agric. For. Meteorol.* 123, 13–39. doi:10.1016/j.agrformet.2003.11.006
- Barbour, M.M., Hunt, J.E., Walcroft, A.S., Rogers, G.N.D., McSeveny, T.M., Whitehead, D., 2004. Components of ecosystem evaporation in a temperate coniferous rainforest, with canopy transpiration scaled using sapwood density. *New Phytol.* 165, 549–558. doi:10.1111/j.1469-8137.2004.01257.x
- Ben Ahmed, C., Rouina, B., Boukhris, M., 2007. Effects of water deficit on olive trees cv. Chemlali under field conditions in arid region in Tunisia. *Sci. Hortic. (Amsterdam)*. 113, 267–277. doi:10.1016/j.scienta.2007.03.020
- Ben Aissa, I., Bouarfa, S., Perrier, A., 2009. Utilisation de la mesure thermique du flux de eve pour l evaluation de la transpiration d'un palmier dattier. 12p.
- Biogeochemical Integration | Services / REddyProcWebGapFilling [WWW Document], 2011. URL <https://www.bgc-jena.mpg.de/bgi/index.php/Services/REddyProcWebGapFilling> (accessed 1.7.17).
- Boulet, G., Braud, I., Vauclin, M., 1997. Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment. *J. Hydrol.* 193, 114–141. doi:10.1016/S0022-1694(96)03148-4
- Boulet, G., Chehbouni, A., Braud, I., Vauclin, M., Haverkamp, R., Zammit, C., 2000. A simple water and energy balance model designed for regionalization and remote sensing data utilization. *Agric. For. Meteorol.* 105, 117–132. doi:10.1016/S0168-1923(00)00184-2
- Boulet, G., Chehbouni, A., Gentine, P., Duchemin, B., Ezzahar, J., Hadria, R., 2007. Monitoring water stress using time series of observed to unstressed surface temperature difference. *Agric. For. Meteorol.* 146, 159–172. doi:10.1016/j.agrformet.2007.05.012

- Boussadia, O., Mariem, F. Ben, Mechri, B., Boussetta, W., Braham, M., Hadj, S.B. El, 2008. Response to drought of two olive tree cultivars (cv Koroneki and Meski). *Sci. Hortic. (Amsterdam)*. 116, 388–393. doi:10.1016/j.scienta.2008.02.016
- Brito, P., Lorenzo, J.R., González-Rodríguez, Á.M., Morales, D., Wieser, G., Jiménez, M.S., 2015. Canopy transpiration of a semi arid *Pinus canariensis* forest at a treeline ecotone in two hydrologically contrasting years. *Agric. For. Meteorol.* 201, 120–127. doi:10.1016/j.agrformet.2014.11.008
- Bustan, A., Dag, A., Yermiyahu, U., Erel, R., Presnov, E., Agam, N., Kool, D., Iwema, J., Zipori, I., Ben-Gal, A., 2015. Fruit load governs transpiration of olive trees. *Tree Physiol.* 36, 380–391. doi:10.1093/treephys/tpv138
- Caldwell, M.M., Dawson, T.E., Richards, J.H., 1998. Hydraulic lift: consequences of water efflux from the roots of plants. *Oecologia* 113, 151–161. doi:10.1007/s004420050363
- Calvet, J.-C., Gibelin, A.-L., Roujean, J.-L., Martin, E., Le Moigne, P., Douville, H., Noilhan, J., 2008. Past and future scenarios of the effect of carbon dioxide on plant growth and transpiration for three vegetation types of southwestern France. *Atmos. Chem. Phys. Atmos. Chem. Phys.* 8, 397–406.
- Calvet, J.-C., Noilhan, J., Roujean, J.-L., Bessemoulin, P., Cabelguenne, M., Olioso, A., Wigneron, J.-P., 1998. An interactive vegetation SVAT model tested against data from six contrasting sites. *Agric. For. Meteorol.* 92, 73–95. doi:10.1016/S0168-1923(98)00091-4
- Cammalleri, C., Rallo, G., Agnese, C., Ciraolo, G., Minacapilli, M., Provenzano, G., 2013. Combined use of eddy covariance and sap flow techniques for partition of ET fluxes and water stress assessment in an irrigated olive orchard. *Agric. Water Manag.* 120, 89–97. doi:10.1016/j.agwat.2012.10.003
- Charfi Masmoudi, C., Masmoudi, M., Abid-Karray, J., Mechlia, N. Ben, 2011. Sap flow measurements in young olive trees (*Olea europaea* L.) cv. Chétoui under Tunisian conditions. *Sci. Hortic. (Amsterdam)*. 129, 520–527. doi:10.1016/j.scienta.2011.05.030
- Chebbi, W., 2017. nasrallah flux database [WWW Document]. SEDOO OMP website. doi:DOI: 10.6096/MISTRALS-SICMED.1479
- Connor, D.J., Gómez-del-Campo, M., Rousseaux, M.C., Searles, P.S., 2014. Structure, management and productivity of hedgerow olive orchards: A review. *Sci. Hortic. (Amsterdam)*. 169, 71–93. doi:10.1016/j.scienta.2014.02.010
- David, T.S., Henriques, M.O., Kurz-Besson, C., Nunes, J., Valente, F., Vaz, M., Pereira, J.S., Siegwolf, R., Chaves, M.M., Gazarini, L.C., David, J.S., 2007. Water-use strategies in two co-occurring Mediterranean evergreen oaks: surviving the summer drought. *Tree Physiol.* 27, 793–803. doi:10.1093/treephys/27.6.793
- Diaz-Espejo, A., Nicolás, E., Fernández, J.E., 2007. Seasonal evolution of diffusional limitations and photosynthetic capacity in olive under drought. *Plant. Cell Environ.* 30, 922–933. doi:10.1111/j.1365-3040.2007.001686.x
- Do, F., Rocheteau, A., 2002. Influence of natural temperature gradients on measurements of xylem sap flow with thermal dissipation probes. 2. Advantages and calibration of a noncontinuous heating system. *Tree Physiol.* 22, 649–54.
- 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 Hortic.* 201–208. doi:10.17660/ActaHortic.2009.846.21
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Hoedjes, J.C.B., Ezzahar, J., Duchemin, B., Jacob, B., 2008. Improvement of FAO-56 method for olive orchards through sequential assimilation of thermal infrared-based estimates of ET. *Agric. Water Manag.* 95, 309–321. doi:10.1016/J.AGWAT.2007.10.013
- Fernández, J.E., Moreno, F., 1999. Water Use by the Olive Tree. *J. Crop Prod.* 2, 101–162.

- Fernández, J.E., Moreno, F., Cabrera, F., Arrue, J.L., Martín-Aranda, J., 1991. Drip irrigation, soil characteristics and the root distribution and root activity of olive trees. *Plant Soil* 133, 239–251. doi:10.1007/BF00009196
- Fernández, J.E., Moreno, F., Girón, I.F., Blázquez, O.M., 1997. Stomatal control of water use in olive tree leaves. *Plant Soil* 190, 179–192. doi:10.1023/A:1004293026973
- Foken, T., 2008. THE ENERGY BALANCE CLOSURE PROBLEM: AN OVERVIEW. *Ecol. Appl.* 18, 1351–1367. doi:10.1890/06-0922.1
- Gargouri, K., Rhouma, A., Sahnoun, A., Ghribi, M., Bentaher, H., Rouina, B.B., Ghrab, M., 2008. Assessment of the impact of climate change on olive growing in Tunisia using GIS tools of the impact of climate change on olive growing in Tunisia using GIS tools. *Options Méditerranéennes, Ser. A.*
- Gebler, S., Hendricks Franssen, H.-J., Pütz, T., Post, H., Schmidt, M., Vereecken, H., 2015. Actual evapotranspiration and precipitation measured by lysimeters: a comparison with eddy covariance and tipping bucket. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 2145–2161. doi:10.5194/hess-19-2145-2015
- Gómez-Rico, A., Salvador, M.D., Moriana, A., Pérez, D., Olmedilla, N., Ribas, F., Fregapane, G., 2007. Influence of different irrigation strategies in a traditional Cornicabra cv. olive orchard on virgin olive oil composition and quality. *Food Chem.* 100, 568–578. doi:10.1016/j.foodchem.2005.09.075
- Granier, A., 1987. Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiol.* 3, 309–320. doi:10.1093/treephys/3.4.309
- Granier, A., 1985. Une nouvelle méthode pour la mesure du flux de sève brute dans le tronc des arbres. *Ann. des Sci. For.* 42, 193–200. doi:10.1051/forest:19850204
- Horst, T.W., Weil, J.C., 1994. How Far is Far Enough?: The Fetch Requirements for Micrometeorological Measurement of Surface Fluxes. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 11, 1018–1025. doi:10.1175/1520-0426(1994)011<1018:HFIFET>2.0.CO;2
- Iniesta, F., Testi, L., Orgaz, F., Villalobos, F.J., 2008. The effects of regulated and continuous deficit irrigation on the water use, growth and yield of olive trees. *Eu* 30, 258–265.
- Jackson, D., Paglietti, L., Ribeiro, M., Karray, B., 2015. Tunisie: Analyse de la filière oléicole. Rome.
- Jackson, R.D., Idso, S.B., Reginato, R.J., Pinter, P.J., 1981. Canopy temperature as a crop water stress indicator. *Water Resour. Res.* 17, 1133–1138. doi:10.1029/WR017i004p01133
- Kelliher, F.M., Köstner, B.M.M., Hollinger, D.Y., Byers, J.N., Hunt, J.E., McSeveny, T.M., Meserth, R., Weir, P.L., Schulze, E.D., 1992. Evaporation, xylem sap flow, and tree transpiration in a New Zealand broad-leaved forest. *Agric. For. Meteorol.* 62, 53–73. doi:10.1016/0168-1923(92)90005-O
- Kölling, K., George, G.M., Künzli, R., Flütsch, P., Zeeman, S.C., 2015. A whole-plant chamber system for parallel gas exchange measurements of Arabidopsis and other herbaceous species. *Plant Methods* 11, 48. doi:10.1186/s13007-015-0089-z
- Kool, D., Ben-Gal, A., Agam, N., Šimůnek, J., Heitman, J.L., Sauer, T.J., Lazarovitch, N., 2014. Spatial and diurnal below canopy evaporation in a desert vineyard: Measurements and modeling. *Water Resour. Res.* 50, 7035–7049. doi:10.1002/2014WR015409
- Kool, D., Kustas, W.P., Ben-Gal, A., Lazarovitch, N., Heitman, J.L., Sauer, T.J., Agam, N., 2016. Energy and evapotranspiration partitioning in a desert vineyard. *Agric. For. Meteorol.* 218, 277–287. doi:10.1016/j.agrformet.2016.01.002
- Kostner, B., Biron, P., Siegwolf, R., Granier, A., 1996. Estimates of water vapor flux and canopy conductance of Scots pine at the tree level utilizing different xylem sap flow methods. *Theor. Appl. Climatol.* 53, 105–113. doi:10.1007/BF00866415

- Kuchment, L.S., Singh, V.P., 2009. Models of vertical energy and water transfer within the “soil-vegetation-atmosphere” system, in: *Hydrological Systems Modeling - Volume I*. Eolss, oxford, p. 349.
- Kumagai, T., Nagasawa, H., Mabuchi, T., Ohsaki, S., Kubota, K., Kogi, K., Utsumi, Y., Koga, S., Otsuki, K., 2005. Sources of error in estimating stand transpiration using allometric relationships between stem diameter and sapwood area for *Cryptomeria japonica* and *Chamaecyparis obtusa*. *For. Ecol. Manage.* 206, 191–195. doi:10.1016/j.foreco.2004.10.066
- Kume, T., Otsuki, K., Du, S., Yamanaka, N., Wang, Y.-L., Liu, G.-B., 2012. Spatial variation in sap flow velocity in semiarid region trees: its impact on stand-scale transpiration estimates. *Hydrol. Process.* 26, 1161–1168. doi:10.1002/hyp.8205
- Lagouarde, J.-P., Ballans, H., Moreau, P., Guyon, D., Coraboeuf, D., 2000. Experimental Study of Brightness Surface Temperature Angular Variations of Maritime Pine (*Pinus pinaster*) Stands. *Remote Sens. Environ.* 72, 17–34. doi:10.1016/S0034-4257(99)00085-1
- Leuning, R., Gorsel, E. van, Massman, W.J., Issac, P.R., 2012. Reflections on the surface energy imbalance problem. *Agric. For. Meteorol.* 156, 65–74. doi:10.1016/J.AGRFORMET.2011.12.002
- Limousin, J.M., Rambal, S., Ourcival, J.M., Rocheteau, A., Joffre, R., Rodriguez-Cortina, R., 2009. Long-term transpiration change with rainfall decline in a Mediterranean *Quercus ilex* forest. *Glob. Chang. Biol.* 15, 2163–2175. doi:10.1111/j.1365-2486.2009.01852.x
- López-Olivari, R., Ortega-Farías, S., Poblete-Echeverría, C., 2016. Partitioning of net radiation and evapotranspiration over a superintensive drip-irrigated olive orchard. *Irrig. Sci.* 34, 17–31. doi:10.1007/s00271-015-0484-2
- Lu, P., Laurent, U., P., Z., 2004. Granier’s thermal dissipation probe (TDP) method for measuring sap flow in trees: Theory and practice. *Acta Bot. Sin.* 46, 631–646.
- Lu, P., Müller, W.J., Chacko, E.K., 2000. Spatial variations in xylem sap flux density in the trunk of orchard-grown, mature mango trees under changing soil water conditions. *Tree Physiol.* 20, 683–692.
- M. Paz Romero, M. Jesús Tovar, Joan Girona and M. José Motilva, 2002. Changes in the HPLC Phenolic Profile of Virgin Olive Oil from Young Trees (*Olea europaea* L. Cv. Arbequina) Grown under Different Deficit Irrigation Strategies. doi:10.1021/JF020357H
- Masmoudi-Charfi, C., 2013. Growth of Young Olive Trees: Water Requirements in Relation to Canopy and Root Development. *Am. J. Plant Sci.* 4, 1316–1344. doi:10.4236/ajps.2013.47163
- Merlin, O., Al Bitar, A., Rivalland, V., Béziat, P., Ceschia, E., Dedieu, G., Merlin, O., Bitar, A. Al, Rivalland, V., Béziat, P., Ceschia, E., Dedieu, G., 2011. An Analytical Model of Evaporation Efficiency for Unsaturated Soil Surfaces with an Arbitrary Thickness. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 50, 457–471. doi:10.1175/2010JAMC2418.1
- Michiles, A.A. dos S., Gielow, R., 2008. Above-ground thermal energy storage rates, trunk heat fluxes and surface energy balance in a central Amazonian rainforest. *Agric. For. Meteorol.* 148, 917–930. doi:10.1016/j.agrformet.2008.01.001
- Moreno, F., Fernandez, J.E., Clothier, B.E., Green, S.R., 1996. Transpiration and root water uptake by olive trees. *Plant Soil* 184, 85–96. doi:10.1007/BF00029277
- Nadezhdina, N., Jan, C., Reinhart, C., 2002. Radial patterns of sap flow in woody stems of dominant and understory species: scaling errors associated with positioning of sensors. *Tree Physiol.* 22, 907–918.
- Nicolas, E., Torrecillas, A., Ortuno, M.F., Domingo, M., Alarcon, J.J., 2005. Evaluation of transpiration in adult apricot trees from sap flow measurements. *Agric. Water Manag.* 72, 131–145. doi:10.1016/J.AGWAT.2004.09.008

- Observatoire National de l'Agriculture [WWW Document], 2017. URL <http://www.onagri.nat.tn/indicateurs> (accessed 10.10.17).
- Oren, R., Phillips, N., Katul, G., Ewers, B.E., Pataki, D.E., 1998. Scaling xylem sap flux and soil water balance and calculating variance: a method for partitioning water flux in forests. *Ann. des Sci. For.* 55, 191–216. doi:10.1051/forest:19980112
- Oren, R., Sperry, J.S., Katul, G.G., Pataki, D.E., Ewers, B.E., Phillips, N., Schäfer, K.V.R., 1999. Survey and synthesis of intra- and interspecific variation in stomatal sensitivity to vapour pressure deficit. *Plant. Cell Environ.* 22, 1515–1526. doi:10.1046/j.1365-3040.1999.00513.x
- Oren, R., Zimmermann, R., Terbough, J., 1996. Transpiration in Upper Amazonia Floodplain and Upland Forests in Response to Drought-Breaking Rains. *Ecology* 77, 968–973. doi:10.2307/2265517
- Patrimoine et répartition - Office National de l'Huile de Tunisie [WWW Document], 2017. URL <http://www.onh.com.tn/index.php/fr/2016-05-23-14-44-46/1-olivier/patrimoine-et-repartition> (accessed 10.10.17).
- Phillips, R.E., Ronald, I., Phillips, E., 1984. Plant Available Water and Plant Water Stress. *Plant Soil Sci.* 5, 1–5.
- Ramos, A.F., Santos, F.L., 2009. Water use, transpiration, and crop coefficients for olives (cv. Cordovil), grown in orchards in Southern Portugal. *Biosyst. Eng.* 102, 321–333. doi:10.1016/j.biosystemseng.2008.12.006
- Reynolds, J.F., Kemp, P.R., Tenhunen, J.D., 2000. Effects of long-term rainfall variability on evapotranspiration and soil water distribution in the Chihuahuan Desert: A modeling analysis. *Plant Ecol.* 150, 145–159. doi:10.1023/A:1026530522612
- Roupsard, O., Bonnefond, J.M., Irvine, M., Berbigier, P., Nouvellon, Y., Dautat, J., Taga, S., Hamel, O., Jourdan, C., Saint-André, L., Mialet-Serra, I., Labouisse, J.P., Epron, D., Joffre, R., Braconnier, S., Rouzière, A., Navarro, M., Bouillet, J.P., 2006. Partitioning energy and evapo-transpiration above and below a tropical palm canopy. *Agric. For. Meteorol.* 139, 252–268. doi:10.1016/j.agrformet.2006.07.006
- Rousseaux, M.C., Figuerola, L.P., Correa-Tedesco, G., Searles, P.S., 2009. Seasonal variations in sap flow and soil evaporation in an olive (*Olea europaea* L.) grove under two irrigation regimes in an arid region of Argentina. *Agric. Water Manag.* 96, 1037–1044. doi:10.1016/J.AGWAT.2009.02.003
- Salvucci, G.D., 1997. Soil and moisture independent estimation of stage-two evaporation from potential evaporation and albedo or surface temperature. *Water Resour. Res.* 33, 111–122. doi:10.1029/96WR02858
- Sanchez, J.M., Kustas, W.P., Caselles, V., Anderson, M.C., 2008. Modelling surface energy fluxes over maize using a two-source patch model and radiometric soil and canopy temperature observations. *Remote Sens. Environ.* 112, 1130–1143. doi:10.1016/J.RSE.2007.07.018
- Santos, F.L., Valverde, P.C., Reis, J.L., Ramos, A.F., Castanheira, N.L., 2012. SAP FLOW SCALING AND CROP COEFFICIENT OF DRY-FARMED OLIVE ORCHARDS CONVERTED TO IRRIGATION. *Acta Hort.* 231–236. doi:10.17660/ActaHortic.2012.949.33
- Scanlon, T., Kustas, W.P., 2010. Partitioning carbon dioxide and water vapor fluxes using correlation analysis. *Agric. For. Meteorol.* 150, 89–99. doi:10.1016/J.AGRFORMET.2009.09.005
- Schuurman, J.J., Goedewaagen, M.A.J., 1971. methods for the examination of root systems and roots, 2nd ed, Pudoc. Wageningen.
- Scott, R.L., Huxman, T.E., Cable, W.L., Emmerich, W.E., 2006. Partitioning of evapotranspiration and its relation to carbon dioxide exchange in a Chihuahuan Desert shrubland. *Hydrol. Process.* 20, 3227–3243. doi:10.1002/hyp.6329

- Sepulcre-Cantó, G., Zarco-Tejada, P.J., Jiménez-Muñoz, J.C., Sobrino, J.A., Miguel, E. de, Villalobos, F.J., 2006. Detection of water stress in an olive orchard with thermal remote sensing imagery. *Agric. For. Meteorol.* 136, 31–44. doi:10.1016/j.agrformet.2006.01.008
- Smith, D.M., Allen, S.J., 1996. Measurement of sap flow in plant stems. *J. Exp. Bot.* 47, 1833–1844. doi:10.1093/jxb/47.12.1833
- Smith, S.D., Herr, C.A., Leary, K.L., Piorkowski, J.M., 1995. Soil-plant water relations in a Mojave Desert mixed shrubcommunity: a comparison of three geomorphic surfaces. *J. Arid Environ.* 29, 339–351. doi:10.1016/S0140-1963(05)80113-2
- Song, L., Kustas, W.P., Liu, S., Colaizzi, P.D., Nieto, H., Xu, Z., Ma, Y., Li, M., Xu, T., Agam, N., Tolck, J.A., Evett, S.R., 2016. Applications of a thermal-based two-source energy balance model using Priestley-Taylor approach for surface temperature partitioning under advective conditions. *J. Hydrol.* 540, 574–587. doi:10.1016/j.jhydrol.2016.06.034
- Sulman, B.N., Roman, D.T., Scanlon, T.M., Wang, L., Novick, K.A., 2016. Comparing methods for partitioning a decade of carbon dioxide and water vapor fluxes in a temperate forest. *Agric. For. Meteorol.* 226–227, 229–245. doi:10.1016/j.agrformet.2016.06.002
- Tataranni, G., Santarcangelo, M., Sofo, A., Xiloyannis, C., Tyerman, S.D., Dichio, B., 2015. Correlations between morpho-anatomical changes and radial hydraulic conductivity in roots of olive trees under water deficit and rewatering. *Tree Physiol.* 35, 1356–1365. doi:10.1093/treephys/tpv074
- Teixeira, D.C.A.H., Bastiaanssen, W.G.M., 2012. Five methods to interpret field measurements of energy fluxes over a micro-sprinkler-irrigated mango orchard. *Irrig. Sci.* 30, 13–28. doi:10.1007/s00271-010-0256-y
- Testi, L., Villalobos, F., Orgaz, F., 2004. Evapotranspiration of a young irrigated olive orchard in southern Spain. *Agric. For. Meteorol.* 121, 1–18. doi:10.1016/j.agrformet.2003.08.005
- Tognetti, R., d’Andria, R., Lavini, A., Morelli, G., 2006. The effect of deficit irrigation on crop yield and vegetative development of *Olea europaea* L. (cvs. Frantoio and Leccino). *Eur. J. Agron.* 25, 356–364. doi:10.1016/j.eja.2006.07.003
- Tognetti, R., d’Andria, R., Morelli, G., Calandrelli, D., Fragnito, F., 2004. Irrigation effects on daily and seasonal variations of trunk sap flow and leaf water relations in olive trees. *Plant Soil* 263, 249–264. doi:10.1023/B:PLSO.0000047738.96931.91
- Tognetti, R., Raschi, A., Beres, C., Fenyvesi, A., Ridder, H.-W., 1996. Comparison of sap flow, cavitation and water status of *Quercus petraea* and *Quercus cerris* trees with special reference to computer tomography. *Plant, Cell Environ.* 19, 928–938. doi:10.1111/j.1365-3040.1996.tb00457.x
- Vertessy, R.A., Benyon, R.G., O’Sullivan, S.K., Gribben, P.R., 1995. Relationships between stem diameter, sapwood area, leaf area and transpiration in a young mountain ash forest. *Tree Physiol.* 15, 559–567. doi:10.1093/treephys/15.9.559
- Villalobos, F., Orgaz, F., Testi, L., Fereres, E., 2000. Measurement and modeling of evapotranspiration of olive (*Olea europaea* L.) orchards. *Eur. J. Agron.* 13, 155–163. doi:10.1016/S1161-0301(00)00071-X
- Viola, F., Caracciolo, D., Pumo, D., Noto, L.V., 2013. Olive Yield and Future Climate Forcings. *Procedia Environ. Sci.* 19, 132–138. doi:10.1016/j.proenv.2013.06.015
- Wagner, B., Tarnawski, V.R., Hennings, V., Müller, U., Wessolek, G., Plagge, R., 2001. Evaluation of pedo-transfer functions for unsaturated soil hydraulic conductivity using an independent data set. *Geoderma* 102, 275–297. doi:10.1016/S0016-7061(01)00037-4
- Wahbi, S., Wakrim, R., Aganchich, B., Tahi, H., Serraj, R., 2005. Effects of partial rootzone drying (PRD) on adult olive tree (*Olea europaea*) in field conditions under arid climate. *Agric. Ecosyst. Environ.* 106, 289–301. doi:10.1016/j.agee.2004.10.015

- Wang, L., Caylor, K.K., Villegas, J.C., Barron-Gafford, G.A., Breshears, D.D., Huxman, T.E., 2010. Partitioning evapotranspiration across gradients of woody plant cover: Assessment of a stable isotope technique. *Geophys. Res. Lett.* 37, n/a-n/a. doi:10.1029/2010GL043228
- Williams, D.G., Cable, W., Hultine, K., Hoedjes, J.C.B., Yezpez, E.A., Simonneaux, V., Er-Raki, S., Boulet, G., de Bruin, H.A.R., Chehbouni, A., Hartogensis, O.K., Timouk, F., 2004. Evapotranspiration components determined by stable isotope, sap flow and eddy covariance techniques. *Agric. For. Meteorol.* 125, 241–258. doi:10.1016/j.agrformet.2004.04.008
- Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., Verma, S., 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agric. For. Meteorol.* 113, 223–243. doi:10.1016/S0168-1923(02)00109-0
- Wullschlegel, S.D., Hanson, P., Todd, D., 2001. Transpiration from a multi-species deciduous forest as estimated by xylem sap flow techniques. *For. Ecol. Manage.* 143, 205–213. doi:10.1016/S0378-1127(00)00518-1
- Xiao, Z., Lu, S., Heitman, J., Horton, R., Ren, T., 2012. Measuring Subsurface Soil-Water Evaporation with an Improved Heat-Pulse Probe. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 76, 876. doi:10.2136/sssaj2011.0052n
- Xu, Z., Zhou, G., Shimizu, H., 2010. Plant responses to drought and rewatering. *Plant Signal. Behav.* 5, 649–54. doi:10.4161/PSB.5.6.11398
- Yamanaka, T., Yonetani, T., 1999. Dynamics of the evaporation zone in dry sandy soils. *J. Hydrol.* 217, 135–148. doi:10.1016/S0022-1694(99)00021-9
- Zarco-Tejada, P.J., González-Dugo, V., Berni, J.A.J., 2012. Fluorescence, temperature and narrow-band indices acquired from a UAV platform for water stress detection using a micro-hyperspectral imager and a thermal camera. *Remote Sens. Environ.* 117, 322–337. doi:10.1016/j.rse.2011.10.007
- Zeleeke, K.T., Wade, L.J., 2012. Evapotranspiration Estimation Using Soil Water Balance, Weather and Crop Data, in: *Evapotranspiration -Remote Sensing and Modeling*. pp. 41–57.
- Zhang, J.-G., Guan, J.-H., Shi, W.-Y., Yamanaka, N., Du, S., 2015. Interannual variation in stand transpiration estimated by sap flow measurement in a semi-arid black locust plantation, Loess Plateau, China. *Ecology* 8, 137–147. doi:10.1002/eco.1495
- Zhao, W., Liu, B., 2010. The response of sap flow in shrubs to rainfall pulses in the desert region of China. *Agric. For. Meteorol.* 150, 1297–1306. doi:10.1016/j.agrformet.2010.05.012

III.3 Conclusion partielle et synthèse

L'originalité de ce travail réside dans la spécificité du couvet en terme de structure 3D, d'éparsité et du régime pluvial. Les trois années de mesures contrastées nous ont donné la possibilité d'étudier la variabilité interannuelle et l'optimisation de l'utilisation de l'eau par les oliviers en fonction des contraintes hydriques, édaphiques et atmosphériques. L'étude des termes du bilan d'énergie et leurs composantes mesurées séparément au niveau du sol nu et de la végétation ou spatialisées à l'échelle de la parcelle a été faite. Les résultats montrent que le bilan énergétique est bouclé. La pente et l'ordonnée à l'origine de la droite de régression de la courbe $(H+LE)=fct(Rn-G)$ ainsi que le coefficient de corrélation sont comparables avec ceux obtenus dans la littérature. Quant au bilan hydrique du premier mètre de sol (absence de mesures au-delà du mètre), la somme de la variation du stock et de l'évaporation est nettement supérieure à la quantité de précipitations enregistrées. Ceci témoigne d'un apport d'eau qui n'a pas pu être identifié entre 0 et 1 m de sol. Une fois que la cohérence des deux bilans hydrique et énergétique a été vérifiée, nous avons ciblé la partition de l'évapotranspiration en transpiration de l'olivier et en évaporation du sol nu. Les deux mesures indépendantes de l'évapotranspiration issues de 1/ la méthode de fluctuations turbulentes et de 2/ la somme de la transpiration, mesurée par flux de sève, et l'évaporation, déterminée à l'aide d'un modèle qui dépend du contenu en eau dans les 5 premiers centimètres du sol, sont très similaires. Nous avons également estimé les erreurs de mesures de la transpiration et sa spatialisation à l'échelle de la parcelle ainsi que celles liées au modèle de l'efficacité évaporative et donc l'évaporation. Bien que l'évaporation du sol soit importante immédiatement après les événements pluvieux, l'arbre met du temps à répondre à un apport d'eau. Ce décalage dépend de l'espacement des précipitations, du niveau du remplissage des tissus de la plante et du contenu en eau du sol. L'évaporation du sol était plus marquée durant les deux années sèches caractérisées par un nombre plus élevé de précipitations de faibles quantités contrairement à l'année humide où la pluie est rare mais intense rechargeant ainsi les horizons profonds et stimulant ainsi plutôt la transpiration. Cette dernière a été importante durant l'été sec de 2014 grâce à l'extraction racinaire profonde et l'arbre est ainsi capable de maintenir des taux transpiratoires élevés même en absence d'eau dans les horizons superficiels. Ce caractère est connu pour les oliviers adaptés aux milieux semi-arides et ayant des mécanismes qui assurent leur survie dans les conditions extrêmes. L'estimation combinée du bilan hydrique sur le premier mètre et de la transpiration semble être insuffisant pour caractériser la contrainte hydrique de l'olivier d'où le recours à des données de proxidtection. Des analyses préliminaires ont montré une cohérence entre le stress hydrique détecté par les indicateurs de proxidtection et l'indice de stress hydrique ITP. Ces résultats encourageants nous ont poussés à aller plus loin dans l'exploitation de données issues de proxidtection à la fois dans le thermique et dans le visible (voir chapitre IV).

Chapitre IV : Suivi du stress hydrique par proxid etection

IV	Chapitre IV: Suivi du stress hydrique par proxid�etection.....	113
IV.1	Introduction.....	114
IV.2	Matériels et méthodes.....	115
IV.2.1	Traitement et analyse de données du fonctionnement carbon�e du couvert	115
IV.2.2	Caractérisation de la contrainte hydrique.....	117
IV.2.3	Post-traitement des données issues de la proxid�etection.....	118
IV.3	Résultats et discussions	124
IV.3.1	La dynamique des indices et des facteurs biotiques et abiotiques ...	130
IV.3.2	Prise en compte des variations de structure de la canopée.....	134
IV.4	Conclusion partielle et synthèse.....	150

IV.1 Introduction

La synthèse bibliographique du chapitre I révèle que, particulièrement en proxidtection, peu de travaux ont été consacrés 1/ à la comparaison des potentialités des deux domaines spectraux IRT et optique (température de surface, PRI) 2/ à la relation au fonctionnement hydrique directement (caractérisation du stress hydrique) dans le cas des plantations de ligneux (structure complexe de canopée) et particulièrement celles conduites en pluvial.

Il s'agit donc ici de tester, pour la détection et le suivi du stress hydrique par proxidtection, les potentialités des deux domaines spectraux, visible (du PRI) et IRT (de la température de surface, T_v-T_a) pour comparer leurs performances dans le cas particulier mais répandu en Tunisie, d'une oliveraie conduite en pluvial. Ce type de couvert est intéressant car il permet de mener cette étude dans le cas particulier d'une canopée complexe (étude de l'impact de la structure), et ce pour différents niveaux de stress hydrique. En effet, selon la bibliographie, le signal du PRI d'un couvert inclut des composantes autres que le cycle des xanthophylles. Ses facteurs de variation sont principalement liés i/ à la structure de la canopée (Barton and North, 2001; Hilker et al., 2011; Suárez et al., 2008b) tels que l'agencement des feuilles (Porcar-Castell et al., 2012), le LAI et les stades phénologiques (Gamon and Berry, 2012), la présence des rameaux et la fraction de trou (Barton and North, 2001) ainsi qu' ii/ à la différence de structure des feuilles tels que leur épaisseur ou la teneur en matière sèche (Suárez et al., 2008b), le tout combiné aux variations des angles d'éclairage et d'observation (Gamon et al., 1997; Shuren et al., 2017). Sims and Gamon (2002) évoquent effectivement une cinétique journalière du PRI sous la dominance du cycle des xanthophylles liés majoritairement au fonctionnement photosynthétique, alors que la dynamique saisonnière apparaît aussi sous l'influence de la quantité des caroténoïdes et des chlorophylles. De même, Stylinski et al. (2002), en étudiant la variation saisonnière de la teneur en caroténoïdes des feuilles et de ce qui en résulte en terme de réflectance, ont révélé qu'elle conditionne la force de la relation entre la valeur du PRI et celle de la LUE. Les caractéristiques biochimiques (Ripullone et al., 2011) mais aussi de structure (Inoue and Peñuelas, 2006) contraignent l'utilisation du PRI comme un indicateur du stress hydrique ou de la LUE à l'échelle du couvert (Wong and Gamon, 2015).

Pour s'affranchir de ces effets de structure, certains auteurs ont proposé de subdiviser les périodes d'études selon la stabilité biochimique et structurelle (avant/après taille, avant/après croissance) (Naumann et al., 2008). D'autres ont proposé de calculer un delta PRI qui représente la différence entre un PRI autour de midi solaire et le PRI matin ou PRI₀, qui inclut les propriétés biochimiques et structurales pour de faibles angles solaires (Kováč et al., 2018; Magney et al., 2016). Ce PRI₀ a été estimé soit comme étant une moyenne des valeurs prescrites à un angle zénithal solaire constant (<40 °) au lever du soleil (Magney et al., 2016a) soit sur la base de la relation journalière PRI/ rayonnement photosynthétiquement actif (PAR) (Hmimina et al., 2014; Soudani et al., 2014). Cette valeur de PRI₀ est considérée uniquement comme indicateur des variations temporelles des propriétés de structure de la canopée, sans lien avec les modifications des xanthophylles associées aux mécanismes physiologiques du stress. D'autres comme Liu et al. (2013) préfèrent utiliser une valeur potentielle de PRI qui correspond plutôt à la valeur enregistrée

autour de midi solaire en l'absence de facteurs limitants et pour un stade phénologique défini.

La période d'étude couvre deux années contrastées d'un point de vue hydrologique, offrant des conditions hydriques et atmosphériques variables. Sur la base des résultats issus de la littérature, trois méthodes d'analyse du signal PRI mesuré ont été testées dans le but d'isoler le signal lié uniquement au cycle des xanthophylles :

- celle du delta PRI basé sur la séparation de la composante « structure » de la composante « fonctionnement » dans le signal PRI
- celle, plus innovante, basée sur la normalisation des valeurs de PRI par une valeur potentielle, c'est-à-dire en conditions hydriques non-limitantes
- celle, plus mécaniste, utilisant un modèle 3D de transfert radiatif pour mieux prendre en compte la complexité du houppier d'un olivier.

Les valeurs des différents indices de deux domaines spectraux ont été ensuite confrontées directement aux taux de transpiration des oliviers estimés à partir des mesures de flux de sève réalisées sur 4 arbres de la parcelle étudiée (cf chapitre II et III). En supposant que la transpiration soit un indicateur direct de l'état hydrique des arbres, cette démarche permet d'analyser les potentialités de la proxidtection en tant que méthode quantitative pour caractériser la vulnérabilité d'une plantation d'olivier au manque d'eau.

IV.2 Matériels et méthodes

Le calendrier des installations au niveau du site expérimental et des interventions techniques utiles pour l'interprétation des variations temporelles des différents signaux étudiés dans ce chapitre sont présentés dans l'Annexe IV. 1. La frise chronologique renseigne aussi sur les travaux d'entretien de la parcelle tels que le travail du sol pour le désherbage et la taille des arbres.

Le manque de données ici est dû principalement à des problèmes d'alimentation (par panneaux solaires), des problèmes liés à l'instrumentation ou au câblage après nos passages périodiques sur le site. L'orage qui a eu lieu en Août 2013 a causé des dommages importants.

IV.2.1 Traitement et analyse de données du fonctionnement carboné du couvert

Le dispositif expérimental, décrit précédemment, nous a permis de mesurer à la fois les flux turbulents notamment l'évapotranspiration ainsi que sa partition (mesures de flux de sève) et le flux de carbone à l'aide de la méthode des fluctuations turbulentes. Les mesures brutes nécessitent un post-traitement (cf. chapitre II).

Pour mieux exploiter ces données de flux de carbone traitées et décrire le fonctionnement de l'olivier, ce jeu de données ainsi obtenu va permettre de calculer l'efficacité d'utilisation de la lumière ou LUE définie comme suit :

$$LUE = \frac{GPP}{aPAR} \quad (IV. 1)$$

$$aPAR = f aPAR * PAR \quad (IV. 2)$$

$$faPAR = 0.35 * NDVI + 0.6 \quad (IV. 3)$$

$$PAR = 0.48 * R_g \quad (IV. 4)$$

Où la GPP correspond à la quantité de CO_2 fixée par photosynthèse estimée par Eddy Covariance en [$\mu mol.CO_2.m^{-2}.s^{-1}$] (équation (IV. 1), l' $aPAR$ correspond au rayonnement photosynthétiquement actif absorbé, le $faPAR$, la fraction de PAR absorbée dans le PAR total incident, et R_g le rayonnement global incident.

La fraction du PAR absorbé par les feuilles ($faPAR$) est difficile à estimer dans ce cas précis d'une plantation d'oliviers. Une formule empirique proposée par Guillén-Climent et al. (2012) (équation (IV. 3) a été utilisée. Les données du NDVI disponibles sur une courte période, compte tenu de l'installation tardive du capteur NDVI (depuis Mai 2015, Annexe IV. 1), montrent de très faibles variations comprises entre 0.6 et 0.8 (Figure IV.1). Ceci est cohérent avec ce type de couvert à feuilles persistantes caractérisé par une dynamique relativement constante sur toute l'année. À cause du manque de données en 2014, nous avons choisi d'utiliser une valeur moyenne constante de 0.7 pour toute la période car la variation du NDVI entre les valeurs extrêmes observées n'a pas montré d'impacts significatifs sur les valeurs de $faPAR$.

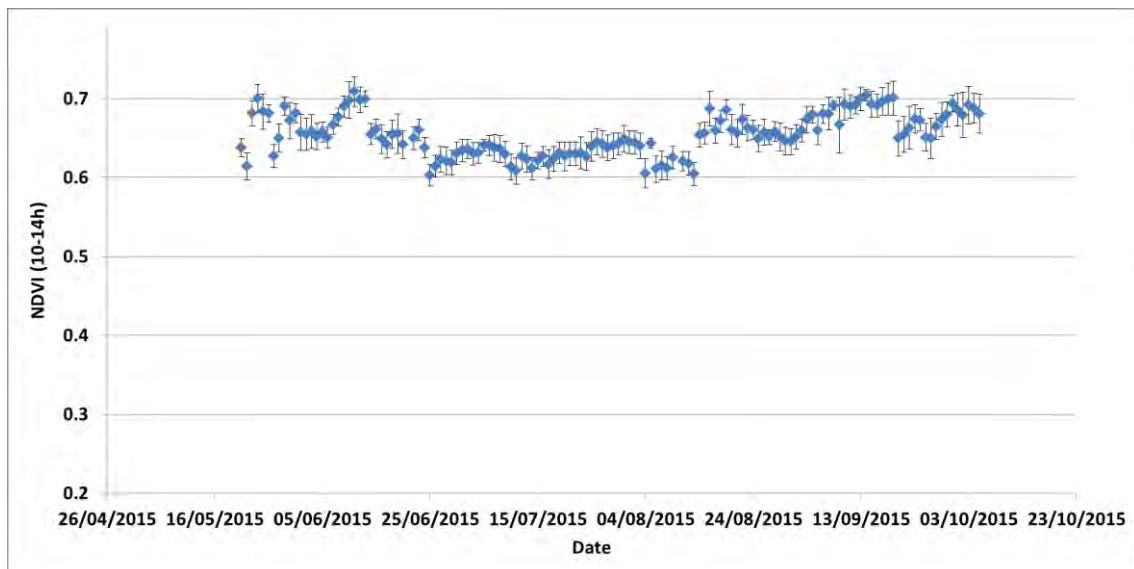


Figure IV.1: La dynamique du NDVI moyenné entre 10h et 14h et les écart-types entre Mai et octobre 2015 (durée de l'installation du capteur NDVI)

En appliquant le bilan de carbone pour l'écosystème, la production brute est exprimée comme suit:

$$NEE = GPP - R_{eco} \quad (IV. 5)$$

Où NEE (Net Ecosystem exchange) représente le flux de CO_2 net mesuré par EC et R_{eco} représente la respiration totale de l'écosystème à savoir la somme des productions de CO_2 du sol et de la végétation.

La quantification de la part de R_{eco} dans les échanges carbonés de l'écosystème est donc nécessaire pour l'estimation de la GPP . Classiquement, il s'agit d'établir une relation entre la respiration de l'écosystème durant la nuit et la température de l'air

pendant la nuit. Cette relation est ensuite appliquée en période diurne pour estimer la respiration du jour à partir des températures mesurées en journée (Li et al., 2007). Nous nous sommes basés, pour définir cette relation, sur les nuits caractérisées par une gamme de T_a proche de celle en période diurne pour tenir compte de la forte amplitude thermique rencontrée sur 24 heures. D'après la figure IV.2, cette méthode ne semble pas applicable car aucune dépendance de $R_{\text{éco}}$ à la température nocturne n'a pu être mise en évidence. Cette absence de relation résulte probablement d'une forte contribution du sol à la respiration de l'écosystème (faible fraction du couvert) dont les facteurs de variation sont multiples (contenu en eau du sol, température du sol) et ne se résument pas uniquement à la T_a .

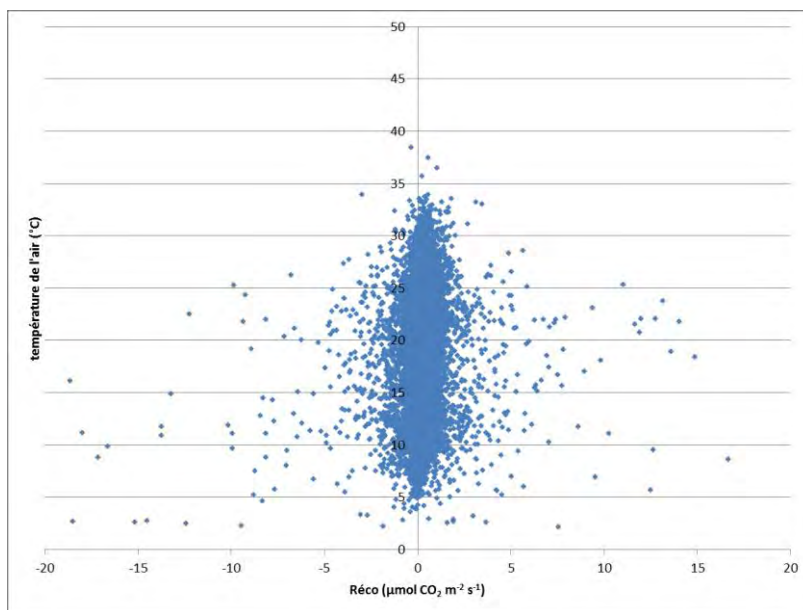


Figure IV.2: La température de l'air de nuit en fonction de la respiration de l'écosystème entre le 24/11/2012 et le 31/12/2015

Une deuxième méthode très empirique a été utilisée pour obtenir une estimation même imprécise de la GPP. Il s'agit de calculer la respiration de l'écosystème en période diurne comme une moyenne des flux (NEE) mesurés les deux nuits, précédente et suivante. Notons que la valeur obtenue est une approximation car elle suppose une amplitude thermique faible entre jour et nuit et des processus identiques du contrôle des productions de CO_2 .

IV.2.2 Caractérisation de la contrainte hydrique

Pour quantifier les niveaux de contraintes hydriques, édaphique et atmosphérique, ont été calculés :

- le VPD qui inclut l'humidité relative et la température de l'air et représente la demande atmosphérique,
- la quantité d'eau utile (PAW) qui renseigne sur la quantité d'eau disponible dans le sol pour l'alimentation hydrique de la plante dans le compartiment sol,
- et l'indice de stress hydrique (ITP) basé sur la comparaison de la valeur de la transpiration mesurée par rapport à une transpiration maximum du même

couvert qui peut avoir lieu sous les mêmes conditions climatiques. (cf. paragraphe II.2.3)

IV.2.3 Post-traitement des données issues de la proxidtection

Sur la base de la littérature, deux indices spectraux dans le domaine du visible et un dans l'infrarouge thermique ont été utilisés :

- le NDVI, qui permet de suivre une éventuelle évolution de la structure du houppier
- le PRI, qui est plus récent et plus prospectif, est directement liée à une modification pigmentaire provoquée par un stress
- la différence ($T_v - T_a$) qui est l'un des premiers indices spectraux utilisé pour l'évaluation de l'état hydrique du couvert. (cf. paragraphe II.2.4)

Des études antérieures ont démontré que le signal mesuré du PRI dépend de l'intensité du rayonnement incident arrivant sur les feuilles (diffus ou direct) et de l'angle solaire. Pour éliminer ces effets rayonnement, nous avons choisi la tranche horaire entre 11h et 13h (heure TU) qui coïncident avec la hauteur maximale du soleil et l'intensité maximale du rayonnement incident de la journée (Figure IV.3). Dans un premier temps, seules les journées dites « claires », en absence de passage nuageux, ont été étudiées pour s'affranchir dans une première étape d'un effet de l'intensité et de la qualité de R_g (le pourcentage de rayonnement diffus, forte variabilité du R_g incident). La sélection de ces jours se base sur un seuil du rayonnement attendu en ciel clair, (R_{so}). Le R_{so} est une fonction linéaire du rayonnement atmosphérique (R_{atm}) dont la pente est l'indice de clarté (Allen et al., 1994):

$$R_{so} = (0.75 + 2 * 10^{-5} * z)R_{atm} \quad (IV. 6)$$

Où z est l'altitude [m].

Une journée est considérée comme « claire » quand le rayonnement global mesuré et moyenné sur le créneau horaire 11-13 h est supérieur à αR_{so} . Plusieurs valeurs de α ont été testées (0.75- 0.8- 0.85- 0.9) pour réaliser une étude de sensibilité. Afin d'affiner les résultats, le coefficient de variation du rayonnement a été calculé sur la période 11-13 h et un seuil a été défini sur la base de la dynamique journalière de R_g pour améliorer le filtre des jours sans passages nuageux. Finalement, nous avons sélectionné pour le reste de l'étude des journées dites « claires », les jours ayant un α de 0.8 et un coefficient de variation inférieur à 10 % (Annexe IV. 2).

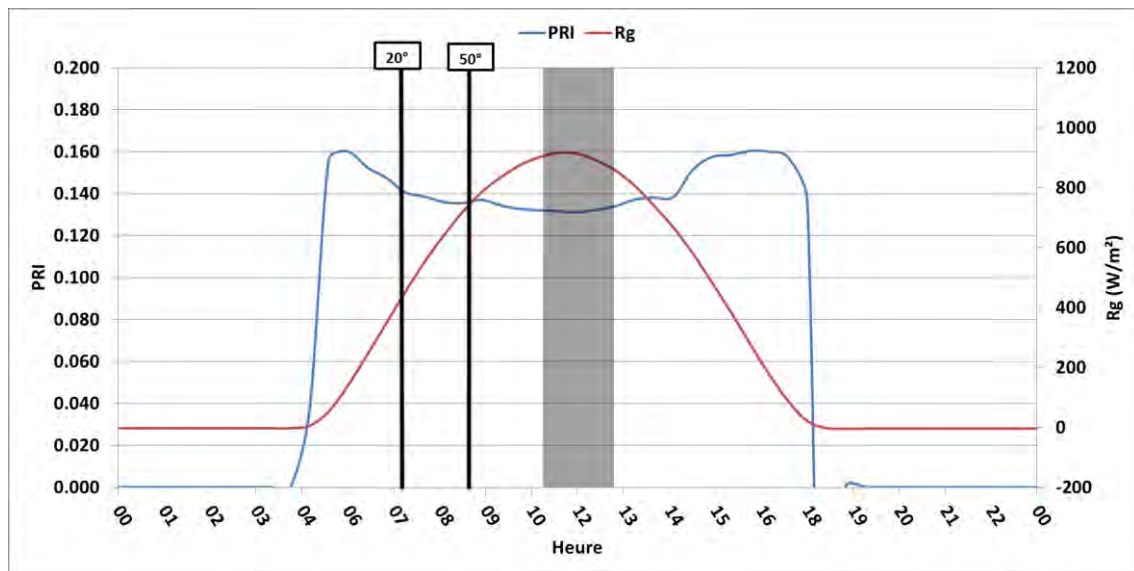


Figure IV.3: Un exemple de l'évolution du PRI et du rayonnement incident sur la journée dite « claire » du 18/08/2014 ; le rectangle grisé correspond à la tranche horaire choisi pour le calcul des moyennes journalières (entre 11 h et 13 h) ; les traits noirs correspondent aux heures où l'hauteur angulaire du soleil est égal à 20 ° et 50 ° respectivement.

Pour prendre en compte l'effet de la structure (LAI, teneur en pigments) sur la valeur PRI, trois approches de correction du signal ont été appliquées pour extraire la part liée au cycle des xanthophylles :

- La première et la plus classique est inspirée des travaux de Soudani et al. (2014), Gamon and Surfus (1999) et de Gamon & Berry (2012). Elle consiste à calculer delta PRI (équation (IV. 7), qui est la différence entre la valeur moyennée entre 11 h et 13 h et un PRI_{matin} ou PRI_0 .

$$\text{delta PRI} = PRI_{11-13h} - PRI_0 \quad (\text{IV. 7})$$

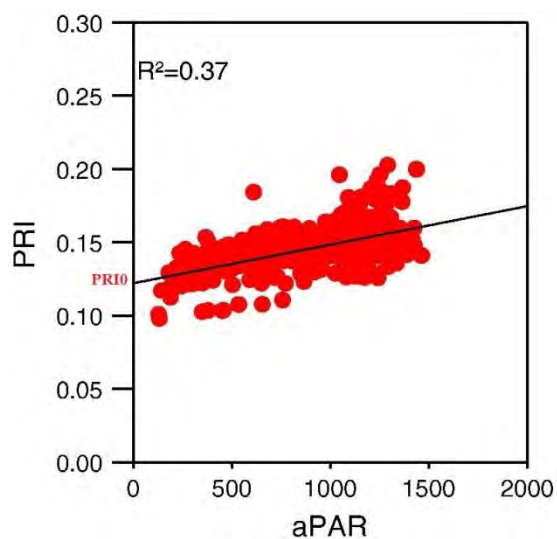


Figure IV.4: La relation entre aPAR et PRI déterminée par Soudani et al. (2014) ; le PRI_0 correspond à l'ordonnée à l'origine

Soudani et al. (2014) se sont appuyés pour l'estimation du PRI₀ sur une relation linéaire entre aPAR et PRI obtenue sur chaque journée. Cette ordonnée à l'origine (PRI₀) de la droite de régression de cette relation (Figure IV.4) varie selon la saison en fonction des modifications saisonnières des caractéristiques structurales (biochimie et LAI) de la canopée.

Or, dans le cadre de cette plantation d'oliviers, aucune relation significative R_g/PRI n'a pu être mise en évidence. Ce résultat peut être expliqué par le positionnement du capteur PRI. Contrairement à Soudani et al. (2014) où le capteur était installé à 7 m de la canopée d'une forêt d'un LAI de 5.5 m².m⁻², les mesures du PRI sont réalisées ici par un capteur, caractérisé par un faible angle de visée (Field Of View (FOV)) de 25 ° et installé à une hauteur de 1.5 m au-dessus de la couronne d'un arbre isolé. En plus, nous avons utilisé le rayonnement global au lieu de l'aPAR qui est difficile à estimer pour un houppier d'arbre et dans le cas d'arbres isolés.

Aussi, une autre alternative a été testée sur la base des travaux de Magney et al. (2016b) sur des couverts de blé en Amérique du Nord. Selon cette méthode, le PRI₀ a été estimé en moyennant les valeurs mesurées pour des faibles hauteurs angulaires du soleil (<50 °), en début de journée, lorsque le rayonnement est encore suffisamment faible pour considérer que le signal PRI n'inclut pas des effets associés aux processus de photosynthèse.

Dans notre cas, plusieurs tests sur la méthode de calcul ont été réalisés (un créneau horaire fixe et constant sur l'année, un créneau de 1 h30 variant entre 6 h et 9 h selon la saison, des créneaux de 30 minutes, 1h et 1 h30 variant selon différents seuils sur l'angle solaire). Finalement, celle basée sur la moyenne de la ou les valeurs de matinée du PRI pour des hauteurs angulaires du soleil inférieures à 20° et un rayonnement incident supérieur à 100 W.m⁻² a été retenue. La figure IV.3 illustre une augmentation significative du rayonnement global pour des angles solaires compris entre 20 ° et 40 °. Le palier du PRI matin correspond plutôt à des angles solaires <20 ° d'où le choix de ce seuil pour notre étude.

- La deuxième méthode présente l'avantage d'utiliser la totalité des journées de mesure quelle que soit l'intensité du rayonnement incident. Par analogie avec l'I_{TTP}, cette approche repose sur la pondération du PRI moyen mesuré entre 11 h et 13 h par un PRI_{POT} qui correspond à la valeur minimum attendue en absence de contrainte hydrique pour une valeur de rayonnement incident donnée (équation (IV. 8)). Pour ce faire, nous avons sélectionné les jours ayant des contenus en eau utile du sol supérieurs à 40 % de la réserve utile calculée entre 0 et 40 cm. Cette valeur a été choisie sur la base des travaux de Chebbi et al. (2018) qui ont montré la capacité des oliviers à extraire de l'eau en profondeur pour assurer le taux transpiratoire. Le diagramme de dispersion montre que la variation de ce PRI_{POT}, ou PRI minimum enregistré en absence de conditions limitantes en eau, en fonction du rayonnement incident n'est pas significative sachant que le nombre de points ayant un rayonnement inférieur à 600 W.m⁻² ne dépasse pas 6 points (voir Annexe IV. 9). Nous avons

retenu la valeur d'une journée ayant à la fois un contenu en eau du sol non-limité et un rayonnement maximum pour être cohérent avec la plage horaire 11-13 h. cette valeur de PRI_{POT} est égale à 0.106.

$$I_{PRI}(min\ ss\ stress) = \frac{PRI_{POT} - PRI_{11-13h}}{PRI_{POT}} \quad (IV. 8)$$

Pour réaliser une étude de sensibilité du I_{PRI} au PRI_{POT} , d'autres méthodes d'estimation du PRI_{POT} ont été testées (voir Annexe IV. 9)

- Contrairement aux deux méthodes précédentes qui sont purement empiriques, la troisième approche s'appuie sur une base plutôt physique dont l'objectif est de prendre en compte l'effet de la structure associée à la variation du rayonnement dans la journée sur le signal du PRI . A l'aide du modèle DART de transferts radiatifs 3D (Gastellu-Etchegorry et al., 1996), on simule donc un PRI dont les variations ne sont dues qu'à l'interaction du rayonnement mesuré in-situ avec la scène construite représentant la structure de la canopée de l'arbre instrumenté sans prendre en compte l'effet de son fonctionnement. La scène est de 20 m par 20 m, qui est la valeur de l'écartement entre les arbres de la parcelle étudiée. L'olivier, objet 3D importé, est situé au centre et est entouré de sol nu (Figure IV.5).

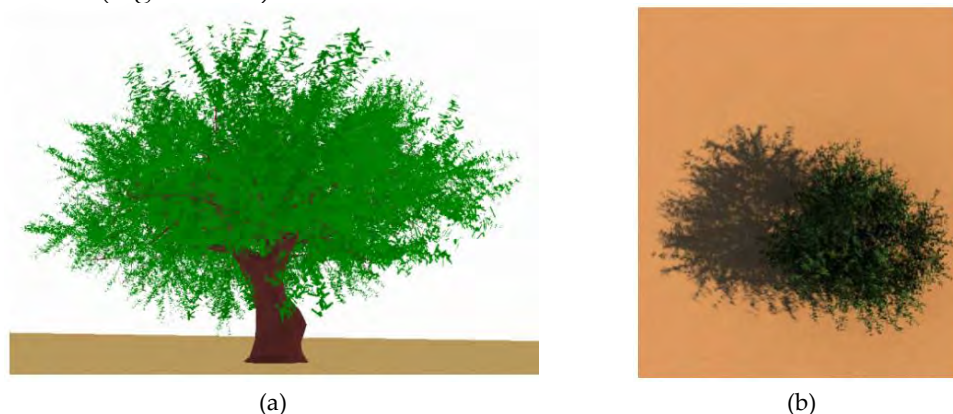


Figure IV.5: La maquette de l'olivier (a) et la scène DART vu de dessus (b)

DART propose 3 types de cellules pour remplir la maquette :

- des cellules « turbides » qui représentent les feuilles de l'arbre et l'air.
- des cellules « opaques » qui simulent le sol, les branches et le tronc de l'arbre.
- et des cellules mixtes qui contiennent une combinaison des deux autres types.

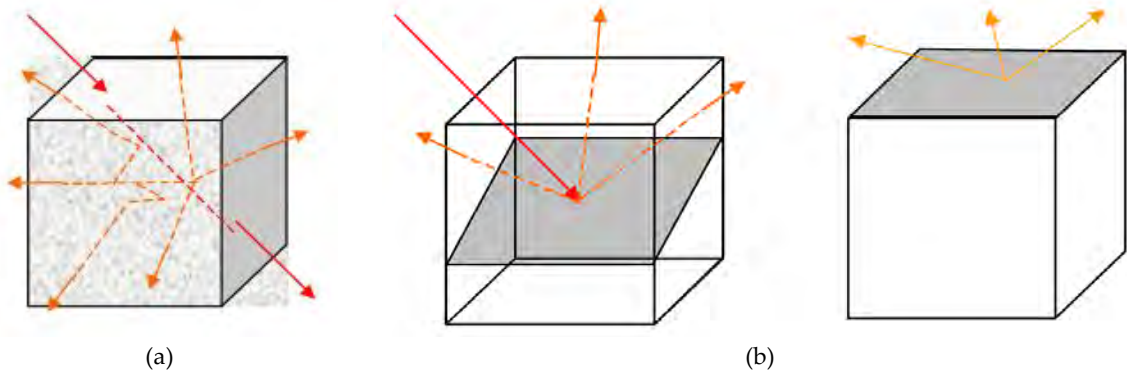
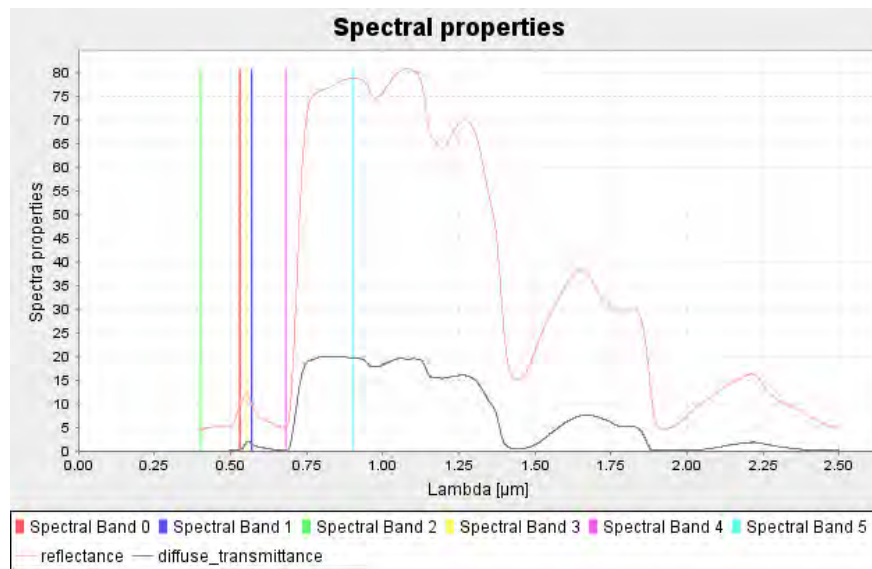
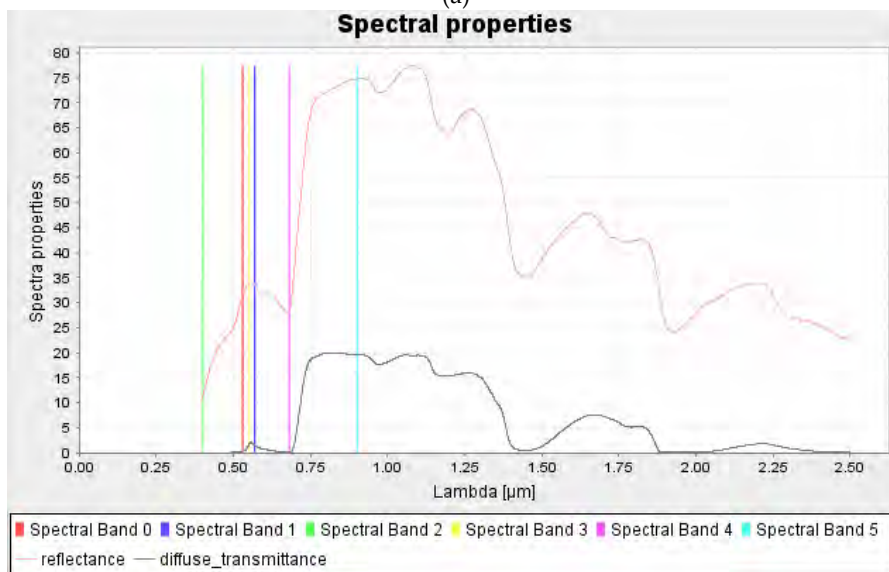


Figure IV.6: Les catégories de cellules simulées par DART : (a) cellule turbide et (b) cellules opaques (DART manual user's)

Ce modèle nécessite en entrée un spectre moyen de réflectance et de transmittance des objets "feuilles", "tronc" et "sol", des données des paramètres de structure, de quantité de chlorophylle, de pigments et de teneur en eau. Les propriétés optiques du sol sont obtenues à partir des mesures in-situ du spectroradiomètre Analytical Spectral device (ASD). Le spectre obtenu est typique d'un sol sableux avec deux bandes d'absorptions de l'eau ayant des longueurs d'ondes de 1.45 et 1.95 μm . pour le spectre du tronc, la réflectance maximum est autour de 40% et les pics d'absorption sont moins marqués (Bernard Mougenot : communication personnelle). La réflectance des feuilles d'olivier n'est pas mesurée sur le site en plus d'être peu documentée dans la littérature. Elle est caractérisée particulièrement par une forte réflectance dans le visible grâce aux poils blanchâtres et une faible transmittance vu l'épaisseur du limbe et la concentration en pigments (Baldini et al., 1997). Pour estimer le spectre moyen de réflectance et de transmittance des feuilles, en collaboration avec l'équipe de DART au CESBIO, nous avons utilisé le modèle PROSPECT (Feret et al., 2008). Les entrées du modèle sont les paramètres de structure, la teneur en chlorophylle et en pigments ainsi que la teneur en eau issues de la bibliographie. Ces paramètres ont été ajustés par Touhami (2014), afin de produire un spectre cohérent avec des observations sur des oliviers au Maroc et les instructions des travaux antérieurs (Baldini et al., 1997; Baldy et al., 1986; Rallo et al., 2014; Tucker and Garratt, 1977). En outre, les propriétés de l'atmosphère qui y règne ont été inversées à partir des mesures du rayonnement global (Gastellu-Etchegorry, 2018 : communication personnelle). Les spectres obtenus sont indiqués sur la figure IV.7.



(a)



(b)

Figure IV.7: Les spectres foliaires de la face supérieure (a) et de la face inférieure (b) avec lesquels les simulations DART ont été réalisées (Touhami, 2014) ; les traits bleu et rouge correspondent aux bandes de réflectance utilisées pour le calcul du PRI (531 et 570 nm respectivement).

Quant à l'indice dans le thermique, les valeurs de $T_v - T_a$ ont été calculées sur la période d'étude. Le traitement des données de T_v est détaillé dans II.2.4. Nous avons choisi la moyenne sur la tranche horaire 11-13 h, qui correspond au maximum du rayonnement, pour pouvoir les comparer avec les données de PRI (Figure IV.8).

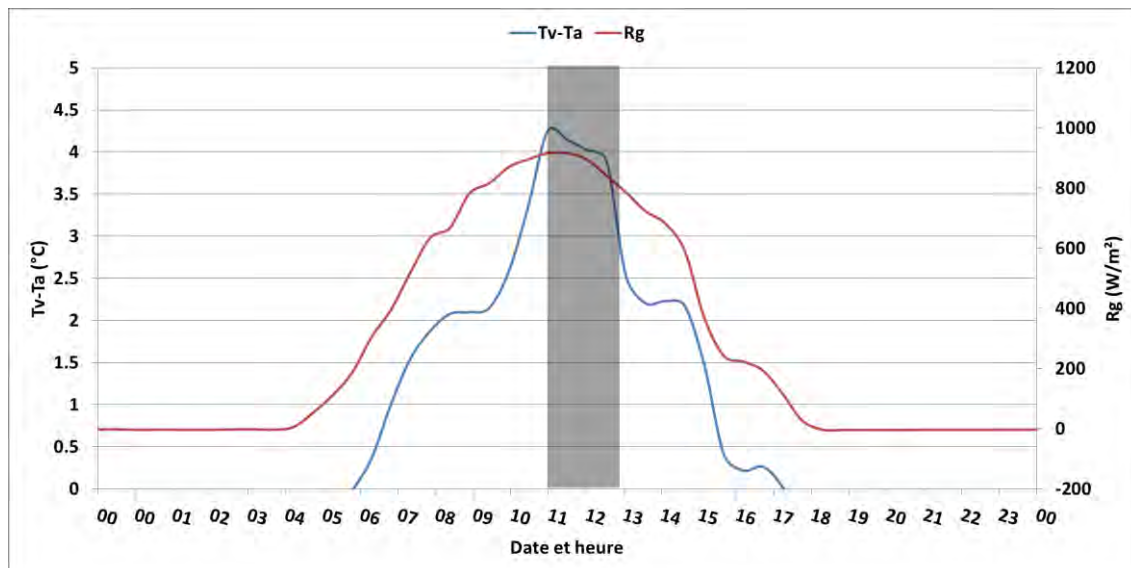


Figure IV.8: Exemple de l'évolution du rayonnement global et de $T_v - T_a$ sur la journée du 23/04/2014 ; le rectangle grisé correspond à la tranche horaire choisi pour le calcul des moyennes journalières (entre 11 h et 13 h)

IV.3 Résultats et discussions

IV.3.1. La dynamique des indices et des facteurs biotiques et abiotiques

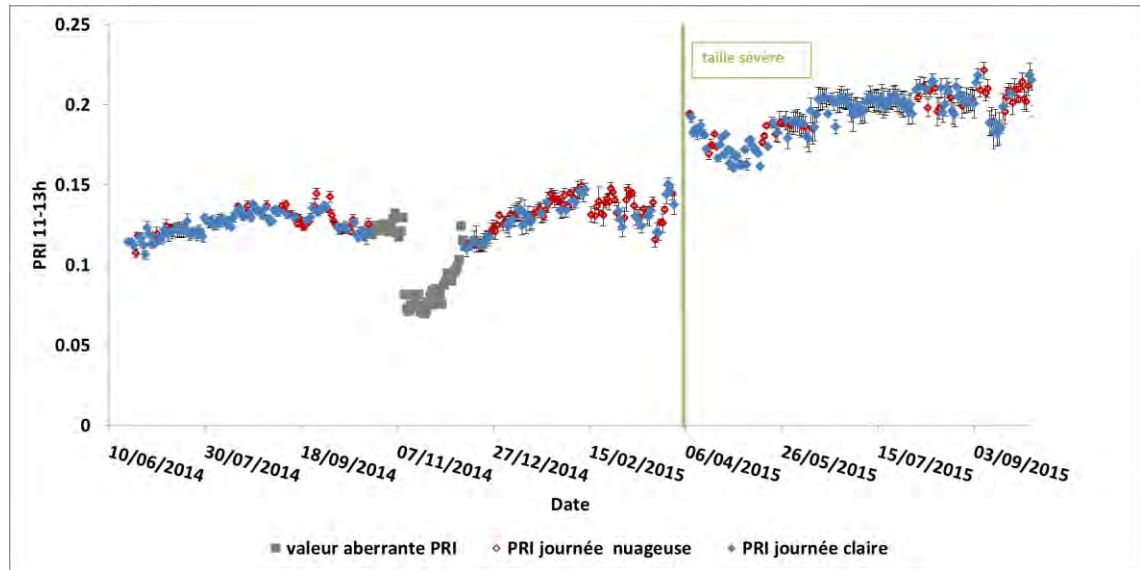
▪ $T_v - T_a$ et PRI

La figure IV.9a montre les moyennes entre 11 h et 13 h du PRI mesuré. Les valeurs moyennes du PRI obtenues en 2014 et 2015 sont de l'ordre de 0.13 et 0.20 respectivement, valeurs largement supérieures à celles obtenues sur des canopées forestières décidues (Tableau IV. 1). Deux ruptures de la dynamique du PRI ont été observées en novembre 2014 et Avril 2015. La première s'explique par un problème technique (Annexe IV. 1a). Les données mesurées à partir de cet incident (en gris sur la figure IV.9a) et jusqu'à la stabilisation de la mesure et l'obtention de valeurs comparables à celles précédant le décrochage ont été éliminées (entre le 25/10 et le 13/12/2014). Par contre, la deuxième correspond à une taille sévère de l'arbre instrumenté effectuée le 18/03/2015. Le changement d'ordre de grandeur synchrone avec cette taille sévère du printemps de 2015 s'explique par un effet confondant de l'augmentation de la fraction sol nu vue par le capteur et la contrainte hydrique à laquelle l'arbre est soumis (voir figure IV.10 pour caractériser le stress atmosphérique et figure IV.11 pour caractériser le stress édaphique).

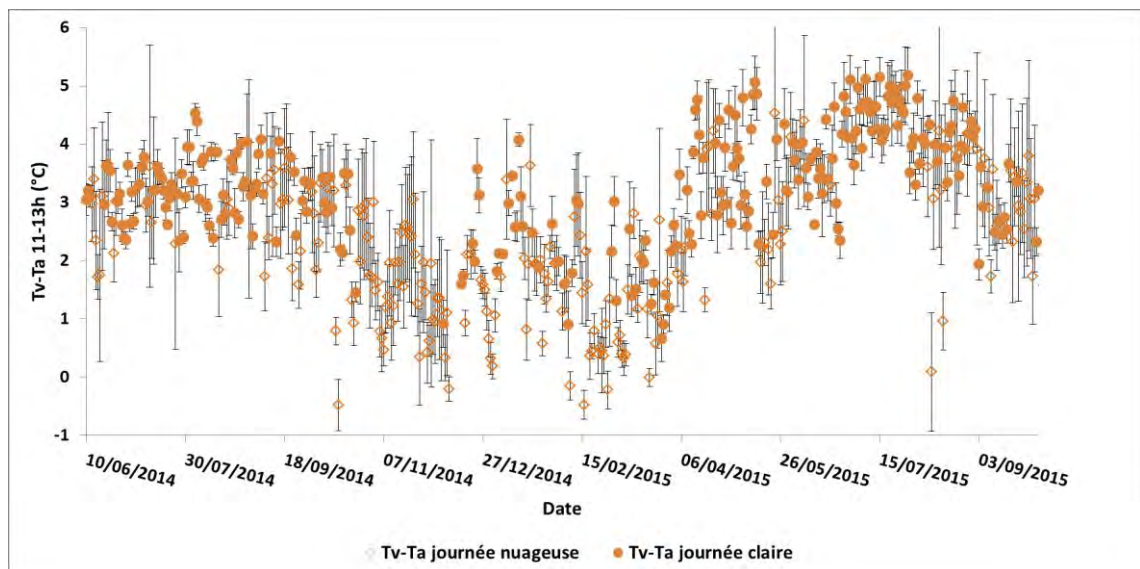
Tableau IV. 1 : L'ordre de grandeur du PRI pour différents écosystèmes

Ecosystème	PRI et écart-type	Référence
Sol nu	0.2	(Barton and North, 2001)
blé	-0.025±0.045	(Magney et al., 2016b)
	-0.02±0.02	(Rafi, 2018: communication personnelle)
riz	0.06±0.04	(Rossini et al., 2010)
prairie	0.056±0.004	(Black and Guo, 2008)
arbustes	0.07±0.025	(Stylinski et al., 2002)
oliviers	0.04±0.01	(Suárez et al., 2008b)
forêts de feuillus	0.01±0.012	(Serrano and Peñuelas, 2005)
	-0.02±0.08	(Hmimina et al., 2014)
	0.1±0.1	(Soudani et al., 2014)
Forêt boréale	0.05±0.05	(Nichol et al., 2006)

D'autre part, la dynamique de $T_v - T_a$, indiquée sur la figure IV.9b, est plus dispersée que celle du PRI avec des écarts-types plus forts surtout pour les journées nuageuses. En effet, les passages nuageux en milieu de journée modifient l'intensité du rayonnement ce qui a un impact immédiat sur la température du couvert. Les valeurs obtenues sont comparables avec les résultats de Zarco-Tejada and Sepulcre-Cantó (2007). En 2015, les valeurs de $T_v - T_a$ sont nettement supérieures pour les mêmes périodes de 2014 et dépassent les 5 °C en Juillet. Ceci est cohérent avec la dynamique de PRI et peut s'expliquer par les mêmes hypothèses de l'augmentation de la contribution de la température du sol nu exposé au soleil (les deux capteurs IR120 et PRI sont co-localisés) et du stress hydrique marqué.



(a)

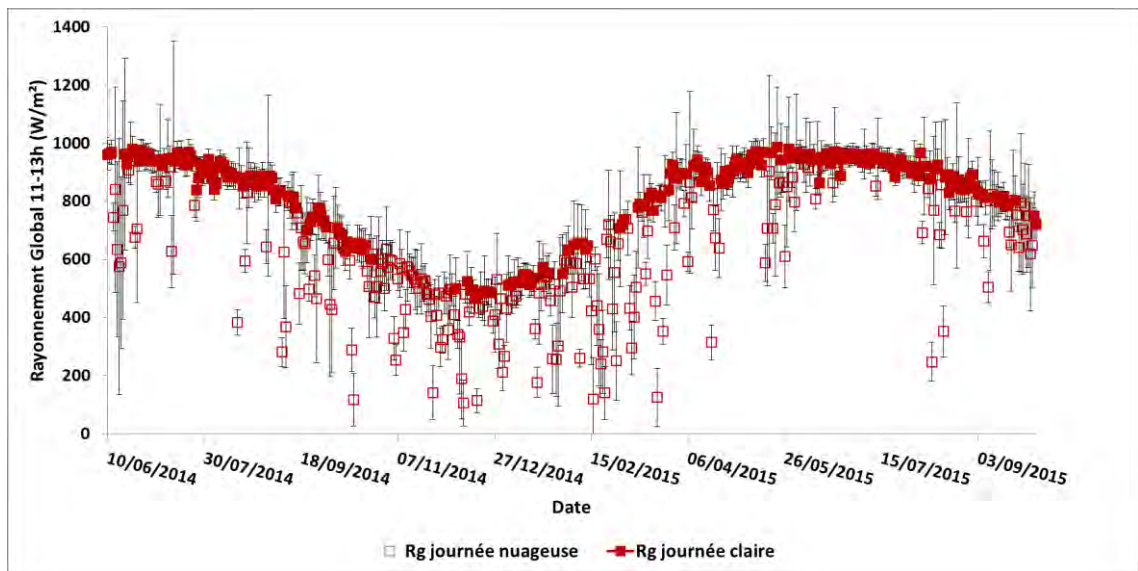


(b)

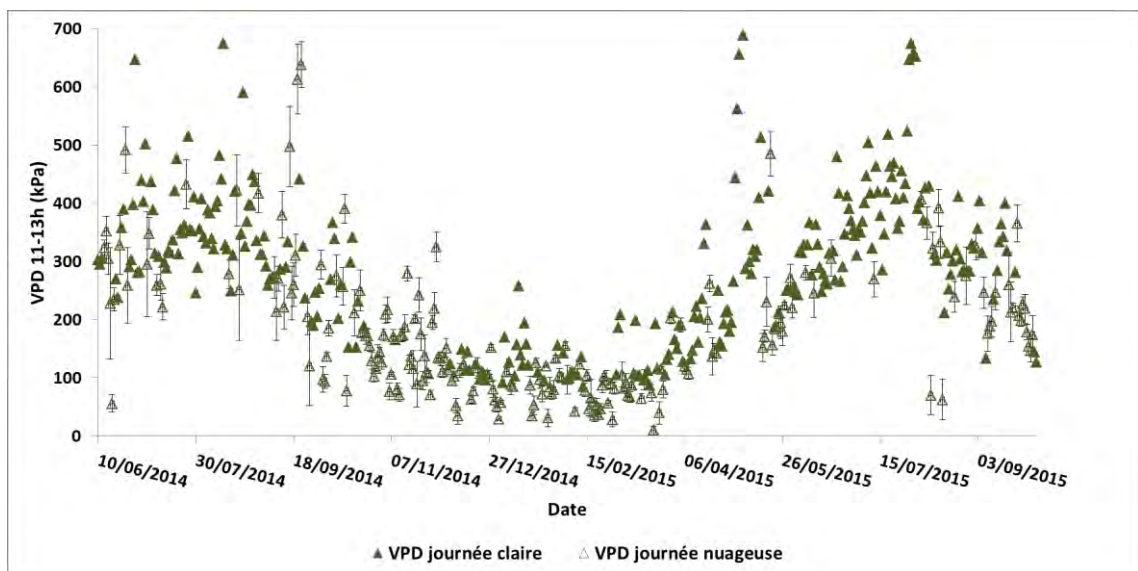
Figure IV.9: Les dynamiques saisonnières des valeurs moyennes autour de midi solaire (11-13h) et les écarts-types du PRI (a) et de $T_v - T_a$ (b) entre le 20/06/2014 (date d'installation du capteur PRI) et le 31/12/2015; le trait vert dans la figure (a) montre la taille sévère de l'arbre. On distingue les journées considérées comme « claires » de celles dites « nuageuses » (cf paragraphe IV.2.3)

▪ **Le rayonnement global et le VPD**

Pour mieux comprendre les variations de ces deux indices, l'évolution saisonnière des données climatiques telles que le rayonnement global et le VPD ont été tracées sur la figure IV.10. La dynamique du rayonnement global est la même pour les deux années avec des valeurs maximales autour 1000 W.m^{-2} qui ont été enregistrées durant l'été. Ceci est en accord avec d'autres mesures dans la région.



(a)



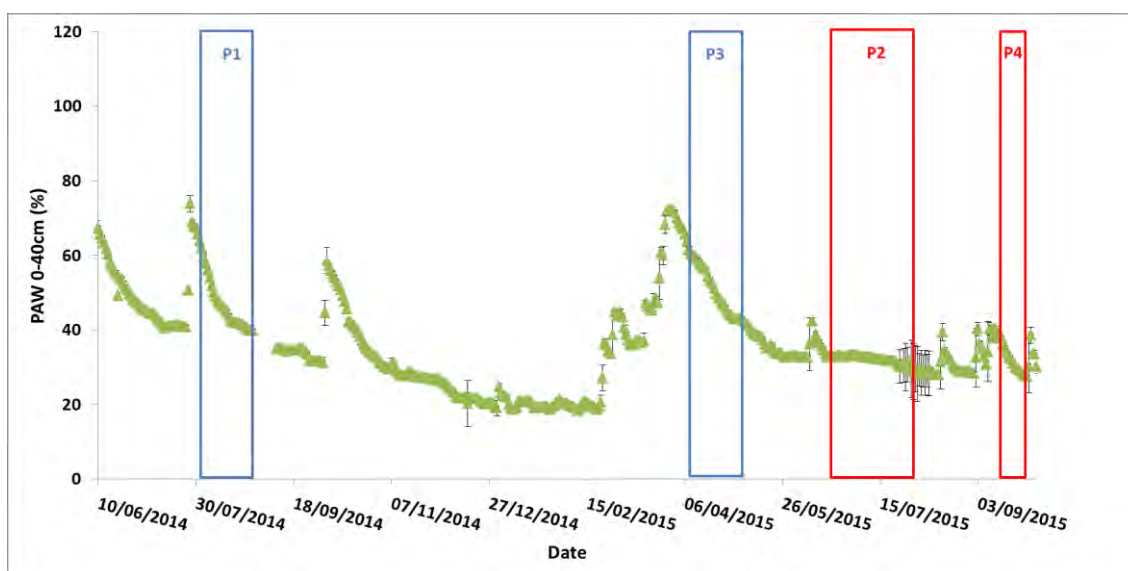
(b)

Figure IV.10: Les dynamiques saisonnières des valeurs moyennes autour de midi solaire (11-13h) et les écarts-types du Rg (a) et de VPD (b) entre le 20/06/2014 (date d'installation du capteur PRI) et le 31/12/2015. On distingue les journées considérées comme « claires » de celles dites « nuageuses »

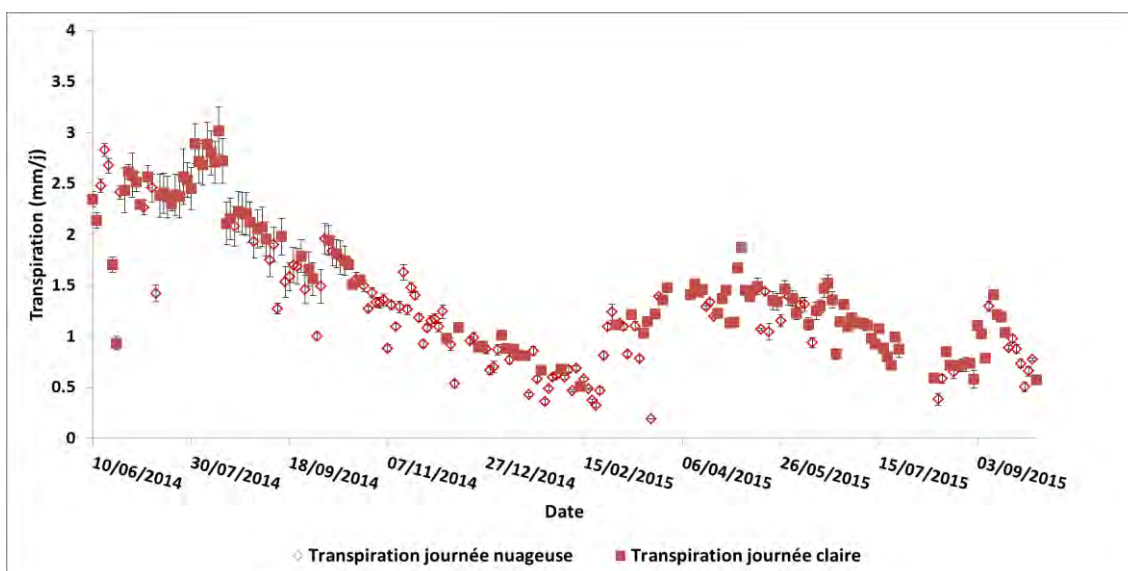
Globalement, les valeurs de VPD présentent des maximums comparables entre 2014 et 2015 de l'ordre de 500 kPa. Les journées nuageuses présentent des écarts-types plus forts que les journées claires. Le nombre de journées ayant des VPD supérieurs à 400 kPa est égal à 30 en 2014 contre 40 en 2015 caractérisant la variabilité interannuelle du stress atmosphérique subit par l'arbre. Cette différence climatique entre les deux années est confirmée par le cumul de précipitations plus faible en 2015 (Chebbi et al., 2018). Cette répartition hétérogène des précipitations, caractéristique du climat semi-aride, a un impact sur la dynamique saisonnière de la quantité d'eau utile et par conséquent sur les taux de transpiration.

▪ **La transpiration et le contenu en eau utile du sol**

La transpiration mesurée à partir des données flux de sève et la quantité en eau utile entre 0 et 40 cm sont représentées sur la figure IV.11. Le choix de l'horizon 0 et 40 cm se justifie par le fait que cette profondeur correspond au maximum d'enracinement mesuré sur le site (voir paragraphe II.2.3a). Nous pouvons distinguer les deux années contrastées : une année humide 2014 caractérisée par des événements pluvieux espacés dans le temps et avec des quantités importantes et une année sèche 2015 avec un événement pluvieux unique ayant lieu le 28/03 où la quantité d'eau utile a augmenté au-delà de 40 %. Sur cette base, quatre périodes de suivi d'un assèchement du sol après un événement pluvieux ont été définies (Figure IV.11a) (voir paragraphe « Choix de 4 périodes spécifiques »). Le cumul annuel des précipitations de l'année 2015 ne dépasse pas les 60 % de celui estimé durant l'année précédente. Sur la même période, les valeurs journalières de transpiration varient entre 3 mm en Août 2014 et 0.5 mm en Février 2015, ordre de grandeur cohérent avec la littérature (Chebbi et al., 2018). Comme observé précédemment, la présence des nuages diminue la demande atmosphérique entraînant une baisse de la transpiration des oliviers. Les valeurs d'écart-types sont plus élevées quand le contenu en eau disponible est important, témoignant ainsi d'une variabilité inter-individus dont les facteurs sont multiples (LAI par arbre, conductivité de la surface du bois d'aubier, volume du système racinaire...) comme précédemment décrit par Cohen (1991). Cette variabilité s'estompe avec l'augmentation de l'intensité du stress hydrique. En plus, la diminution des taux de transpiration en hiver est liée principalement à une chute du rayonnement global et du VPD et secondairement à la disponibilité en eau du sol.



(a)



(b)

Figure IV.11: Les dynamiques saisonnières des valeurs moyennes autour de midi solaire (11-13h) et les écarts-types de la quantité d'eau utile (PAW) entre 0 et 40 cm (a) et de la transpiration (b) entre le 20/06/2014 (date d'installation du capteur PRI) et le 31/12/2015. On distingue les journées considérées comme « claires » de celles dites « nuageuses » ; les 4 rectangles délimitent les périodes de ressuyage choisies sur la base de la PAW pour étudier le stress hydrique modéré (en bleu) et intense (en rouge)

Nous avons noté, avec l'occurrence d'un évènement pluvieux important à la fin du mois de mars 2015, une stimulation de la transpiration. Par contre, cette augmentation est peu significative en comparaison avec la valeur potentielle attendue pour des conditions non-limitantes en eau (autour de 2 mm (Chebbi et al., 2018)). Après la taille, les taux atteints sont plus faibles mais maintenus à 1.5 mm malgré la chute du LAI grâce à un contenu en eau important avant le 07/04/2015 et le déficit de pression de vapeur moyen autour de 200 kPa. La figure IV.12 montre ainsi la forte dépendance de la transpiration actuelle au VPD et illustre le fait que le fonctionnement hydrique est différent entre les deux années. Effectivement, en 2014, l'arbre va puiser de l'eau en

profondeur en dessous des 40 cm et continuer à transpirer même pour des forts VPD en raison de l'eau disponible dans le sol alors qu'en 2015, en conditions de déficit hydrique, la valeur maximale de la transpiration (1.6 mm) correspond à un VPD de 300 kPa. Ceci est aussi cohérent avec ce que montre la relation entre la transpiration et le contenu en eau utile sachant que cette relation a été établie en utilisant les données mesurées uniquement avant la taille pour avoir à peu près le même LAI. Les deux graphes de la figure IV.12 confirment que la transpiration est effectivement sous le contrôle des deux facteurs abiotiques caractérisant la contrainte hydrique (édaphique et atmosphérique).

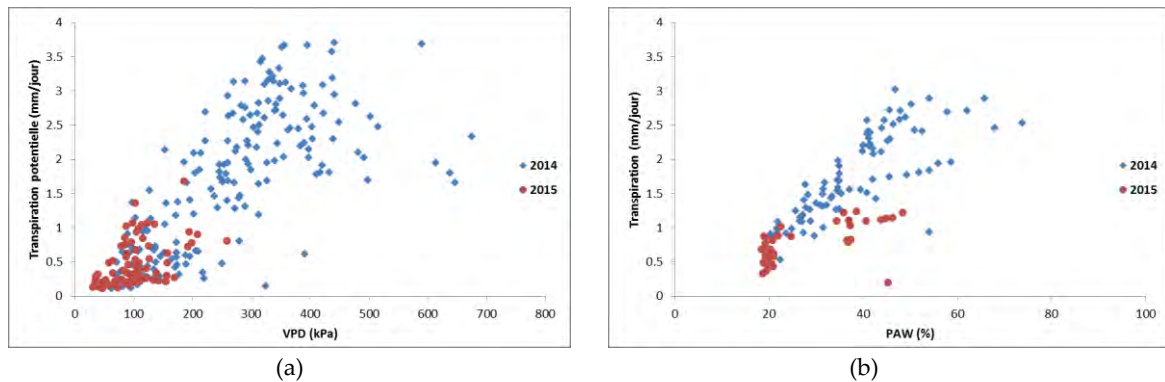
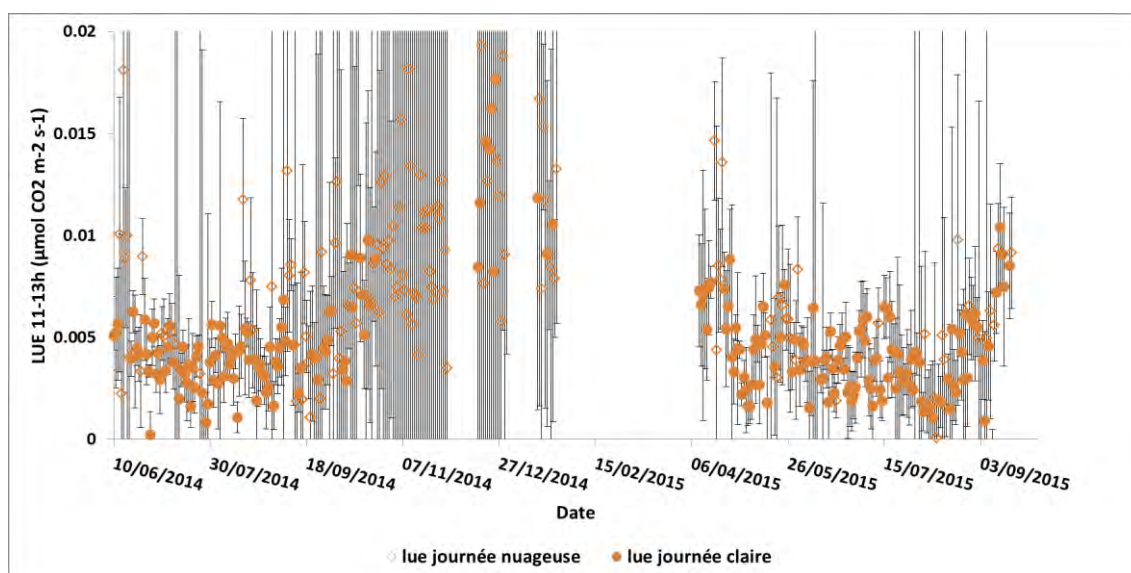


Figure IV.12: La relation entre la transpiration et le VPD (a) et celle entre la transpiration et la quantité d'eau utile (PAW) (b) entre le 21/06 et le 31/12/2014 (en bleu) et entre le 01/01 et le 19/03/2015 (en rouge)

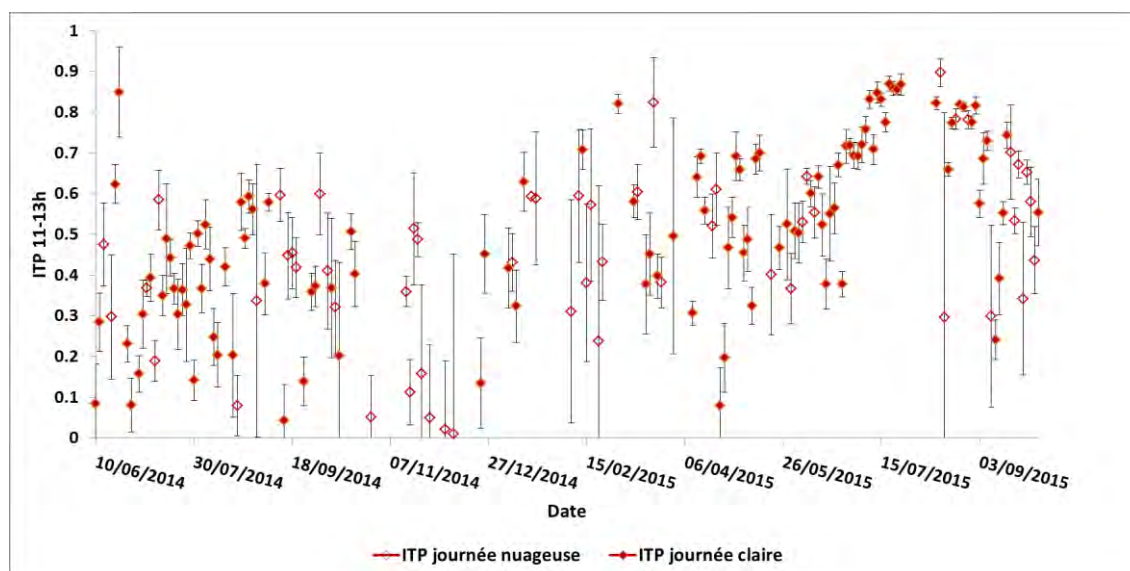
▪ La LUE et l'ITP

D'après la figure IV.13a, la dynamique de LUE est très dispersée mais montre une tendance saisonnière et reproduit la même allure pour les deux années avec des minimas enregistrés en été autour de $0.002 \mu\text{mol}/\text{CO}_2 \text{ m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$. Notons que les valeurs minimales obtenues en 2015 sont inférieures en 2014, conséquence de l'impact d'un déficit en eau plus marqué en 2015 (fermeture stomatique) et une chute de LAI. La forte variabilité de la LUE plus marquée en hiver, résulte très probablement de la faible part de fraction du PAR absorbé, difficile à bien estimer pour ce type de couverts (plantation de plusieurs arbres isolés). L'impact de ce faible faPAR n'est d'ailleurs pas ou peu documenté dans la littérature et il est difficile de comparer les valeurs obtenues (0.001 et $0.2 \mu\text{mol CO}_2 \mu\text{mol}^{-1}\text{APAR}$) avec celles (0.01 et $0.08 \mu\text{mol CO}_2 \mu\text{mol}^{-1}\text{APAR}$) obtenues sur des forêts de feuillus (Drolet et al., 2005).

Quant aux valeurs d'ITP, relative à l'indice de stress hydrique, elles sont très variables comparées à celles de la transpiration pour la même période en 2014. En 2015, période marquée par une forte intensité de la contrainte hydrique s'exerçant sur l'olivier, les écarts-types des ITP moyens (sur 11-13 h) sont faibles avec des valeurs d'ITP maximales atteintes de 0.9 contre des valeurs ne dépassant pas 0.6 pour 2014 (Figure IV.13b). Cette variabilité interannuelle s'explique par la recharge des horizons profonds durant l'année humide 2014 confirmant l'hypothèse de l'extraction profonde de l'arbre pour répondre à la demande atmosphérique (VPD), de façon plus ou moins élevée en fonction de cette quantité en eau disponible. Cependant, ceci n'est pas le cas en 2015 qui est une année très sèche caractérisée par une faible quantité d'eau utile et un épuisement du réservoir profond (Chebbi et al., 2018).



(a)



(b)

Figure IV.13: Les dynamiques saisonnières des valeurs moyennes autour de midi solaire (11-13h) et des écarts-types du LUE (a) et de l'ITP (b) entre le 20/06/2014 (date d'installation du capteur PRI) et le 31/12/2015. On distingue les journées considérées comme « claires » de celles dites « nuageuses ».

▪ Choix de 4 périodes spécifiques

Cette panoplie très variée de conditions climatiques et édaphiques nous fournit l'opportunité d'étudier la sensibilité des deux indices de réflectances ($\Gamma_v - T_a$; PRI) aux types de stress, qu'ils soient confondus ou distincts. Pour ce faire, comme décrit précédemment dans le sous-paragraphe 'la transpiration et le contenu en eau utile du sol', 4 périodes de ressuyage ont été sélectionnées sur la base de la quantité en eau utile que dans les 40 premiers centimètres. Ce choix s'explique par le fait que les maximums atteints de VPD sont relativement similaires entre les deux années (Figure IV.10). On distingue deux périodes de stress intense (couleur rouge); la première (P2) est comprise entre le 15/06 et le 30/07/2015 et la deuxième (P4) entre le 05/09 et le 30/09/2015 et

deux périodes de stress modéré (couleur bleue) ; la première (P1) s'étend du 30/07 et le 30/08/2014 et la deuxième (P3) du le 07/04 et le 08/05/2015 (Figure IV.11a). Les paramètres caractérisant la contrainte hydrique de ces périodes sont représentés dans le tableau IV. 2.

Tableau IV. 2: Descriptif des 4 périodes choisies pour le suivi du stress hydrique (std pour écart-type)

Période	Date	Nb de jours	PAW	Std PAW	VPD	Std VPD	TR	Std TR	T _{POT}	Std T _{POT}
P1	30/07-30/08/2014	31	48	8.4	375	92.7	2.5	0.33	3.8	0.85
P2	15/06-30/07/2015	45	32	1.1	380	84.7	1.1	0.22	4.3	1.14
P3	07/04-08/05/2015	31	50	7.1	185	167.4	1.4	0.20	1.7	1.20
P4	05/09-30/09/2015	25	33	4.3	248	73.12	1	0.27	2.2	0.63

Les variations du PRI et de Tv-Ta en fonction de la transpiration montrent une discontinuité entre les 3 périodes suivant la taille et la période précédant la taille (P1) (Figure IV.14). Les deux indices présentent des valeurs nettement supérieures en 2015 par rapport à celles enregistrées en 2014 et la relation reste bruitée.

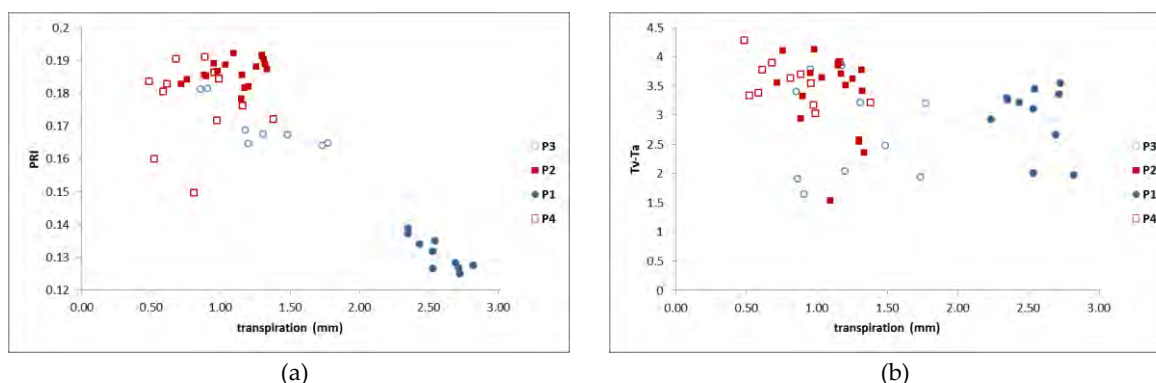


Figure IV.14 : La relation entre le PRI (a) et Tv-Ta (b) et la transpiration pour les 4 périodes de stress hydrique sélectionnées ; 2 périodes de stress modéré (P1 et P3) et 2 périodes de stress intense (P2 et P4). La couleur bleue correspond au stress modéré et la couleur rouge représente le stress intense.

Les valeurs de transpiration ne sont pas normalisées par rapport aux conditions atmosphériques. En effet, des faibles valeurs de transpiration ne sont pas forcément la conséquence d'une contrainte hydrique mais peuvent être dues à un faible rayonnement global. Donc, l'analyse de la potentialité des deux indices dans le suivi d'un stress hydrique nécessite la confrontation avec l'indice de stress hydrique ITP (Figure IV.15).

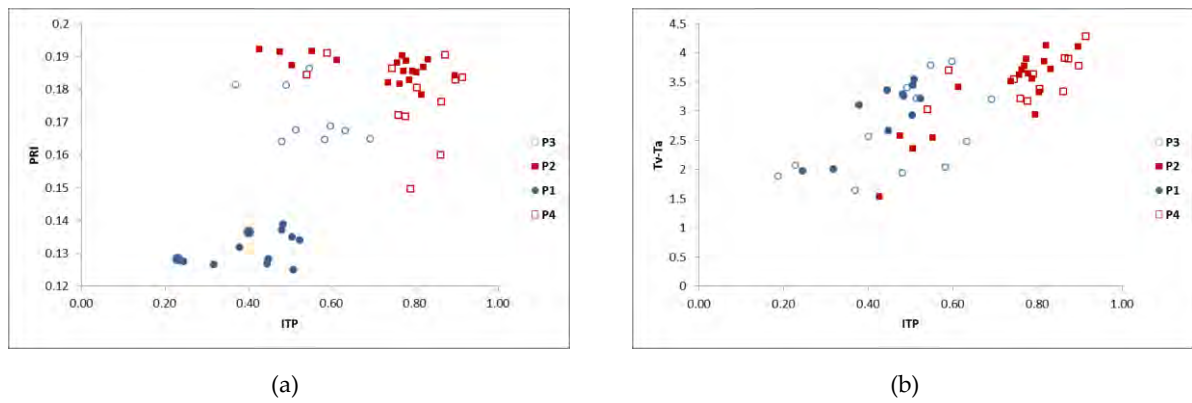


Figure IV.15 : Les nuages de point entre le PRI (a) et T_v-T_a (b) et l'ITP pour les 4 périodes de stress hydrique sélectionnées ; 2 périodes de stress modéré (P1 et P3) et 2 périodes de stress intense (P2 et P4). La couleur bleue correspond au stress modéré et la couleur rouge représente le stress intense.

Contrairement aux résultats trouvés en fonction de la transpiration, la comparaison montre alors un résultat plus prometteur pour T_v-T_a . L'indice basé sur la température dégagée par la végétation met en valeur non seulement la forte corrélation avec l'ITP mais une nette distinction entre les deux intensités du stress hydrique. Les points bleus (stress modéré) ne dépassent pas un ITP autour de 0.7 alors que les points rouges (stress intense) montent jusqu'à 0.9. Comme la dispersion de T_v-T_a est due à l'effet saison et l'impact des conditions climatiques, T_v-T_a a été normalisée par le rayonnement global incident, comme réalisé précédemment dans le chapitre III. La figure IV.16 montre une amélioration de la relation avec l'ITP dans ce cas.

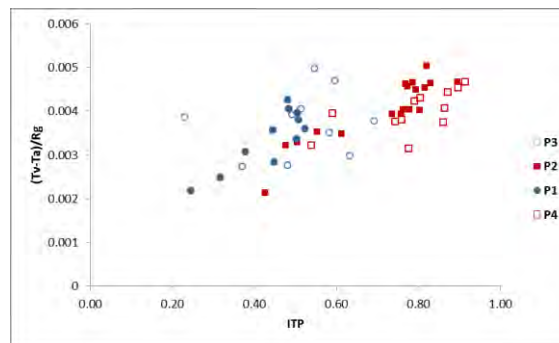


Figure IV.16 : Les nuages de point entre $(T_v-T_a)/R_g$ et l'ITP pour les 4 périodes de stress hydrique sélectionnées ; 2 périodes de stress modéré (P1 et P3) et 2 périodes de stress intense (P2 et P4). La couleur bleue correspond au stress modéré et la couleur rouge représente le stress intense.

La relation est moins marquée pour le PRI avec deux lots différents de point à cause de l'impact de la taille sévère de l'arbre instrumenté. Rappelons ici que P1 est la seule période précédant la coupe, les valeurs des deux indicateurs durant les trois périodes P2, P3 et P4 sont impactées par le signal émis par l'importante fraction de sol nu vue par le capteur après la coupe. Contrairement à l'indice basé sur la température de surface, l'absence de la sensibilité du PRI avec cet indicateur de stress (ITP) résulte d'une modification de structure, très sévère dans ce cas d'étude (taille) sur le signal, et masque la composante « fonctionnement du PRI ». La suite de l'étude s'est concentrée sur la possibilité de s'affranchir ou non de cet effet pour permettre une meilleure exploitation de la mesure du PRI.

IV.3.1 Prise en compte des variations de structure de la canopée

IV.3.1.1 Résultats du delta PRI

Afin d'améliorer la relation PRI/ITP, le signal PRI a été décomposé en ses deux composantes; une liée au fonctionnement du cycle des xanthophylles et qui renseigne sur le stress hydrique chez la plante et l'autre liée aux caractéristiques biochimiques et structurales du couvert. Avant de calculer le delta PRI, nous avons étudié, simultanément, la dynamique du PRI0, qui est la valeur du PRI à intensité lumineuse faible (Figure IV.17). Il renseigne sur la variabilité saisonnière du contenu biochimique des feuilles et de la structure. Une bonne estimation de ce PRI0, utilisé pour corriger le PRI, est importante car elle conditionne tous les résultats du delta PRI ou le PRI corrigé.

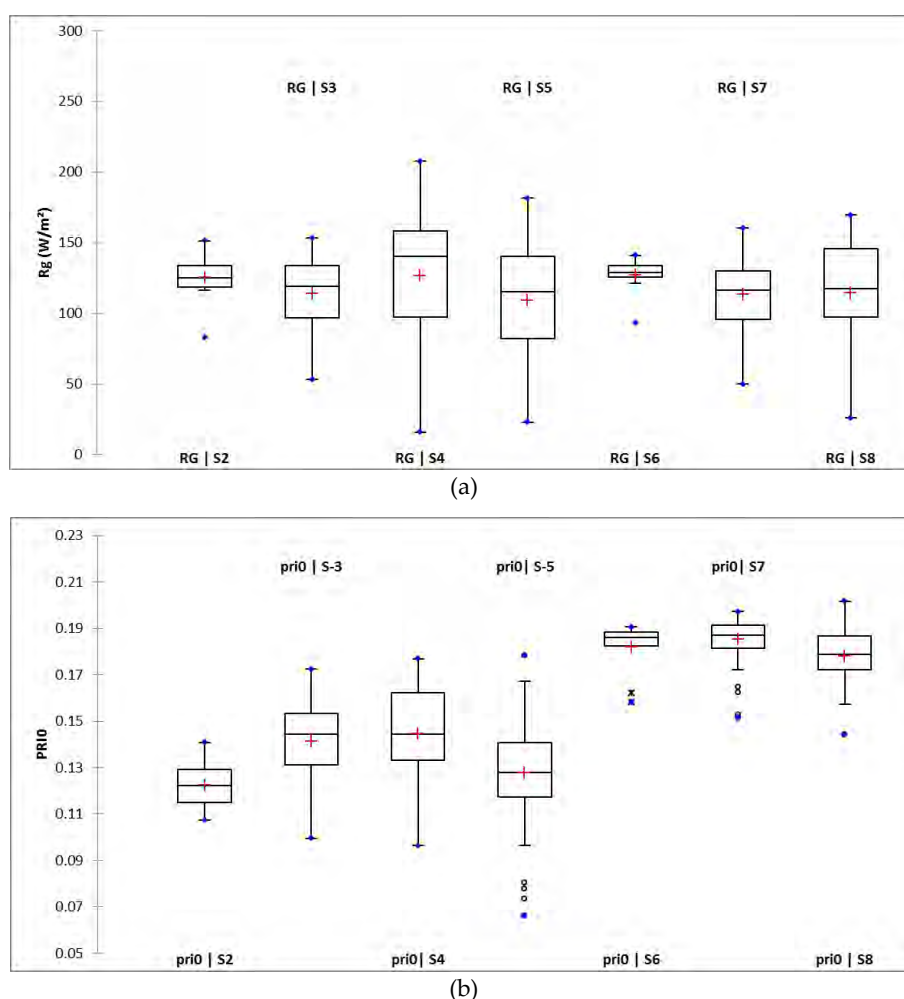


Figure IV.17: Les boîtes à moustache du rayonnement incident suivant le cycle végétatif (a) et les boîtes à moustache du PRI0 suivant le cycle végétatif (b) ; S2 : la croissance végétative de 2014 ; S3 : la période estivale de 2014 ; S4 : la croissance automnale de 2014 ; S5 : le repos hivernale de 2015 ; S6 : la croissance végétative de 2015 ; S7 : la période estivale S8 : la croissance automnale de 2015

Une première étape a été de tracer les boîtes à moustache du rayonnement incident au moment de mesure du PRI0 (Figure IV.17a) avec celles du PRI0 (Figure IV.17b). Etant une composante phénologique, nous avons choisi d'analyser ce PRI en fonction des stades phénologiques théoriques de l'olivier comme définis par Mezghani et al.

(2006). Un repos hivernal s'étend entre le 01/11 et le 28/02, une croissance végétative comprise entre le 01/03 et le 31/06, une période estivale allant du 01/07 au 31/08 et une croissance automnale comprise entre le 01/09 et le 31/10. L'objectif est de vérifier qu'il n'y a pas d'effets de rayonnement sur la détermination de la valeur du PRI0 (Magney et al., 2016), ce qui semble être le cas ici, et de s'assurer que la variation obtenue est effectivement due à une variation de structure. D'après la figure IV.17b, les moyennes de PRI0 montrent une légère tendance en 2014 et semble être cohérentes avec les stades phénologiques théoriques. La valeur la plus faible correspond au repos végétatif. L'augmentation de cet indicateur en période de croissance est due à un développement du feuillage au profit de la proportion de sol nu vu par le capteur. À partir de S6, l'effet de la taille est bien marqué. Il est néanmoins difficile ici de mettre en évidence une relation du PRI0 avec la phénologie de l'olivier d'autant pour S2 (la phase de croissance végétative) où le nombre de points est plus faible de 5 à 6 fois par rapport aux autres périodes en raison du début tardif de la campagne de 2014 (le 20 juin). Mais l'estimation du PRI0 permet dans ce cas de prendre en compte l'impact du changement de la structure drastique du houppier avec la pratique de la taille.

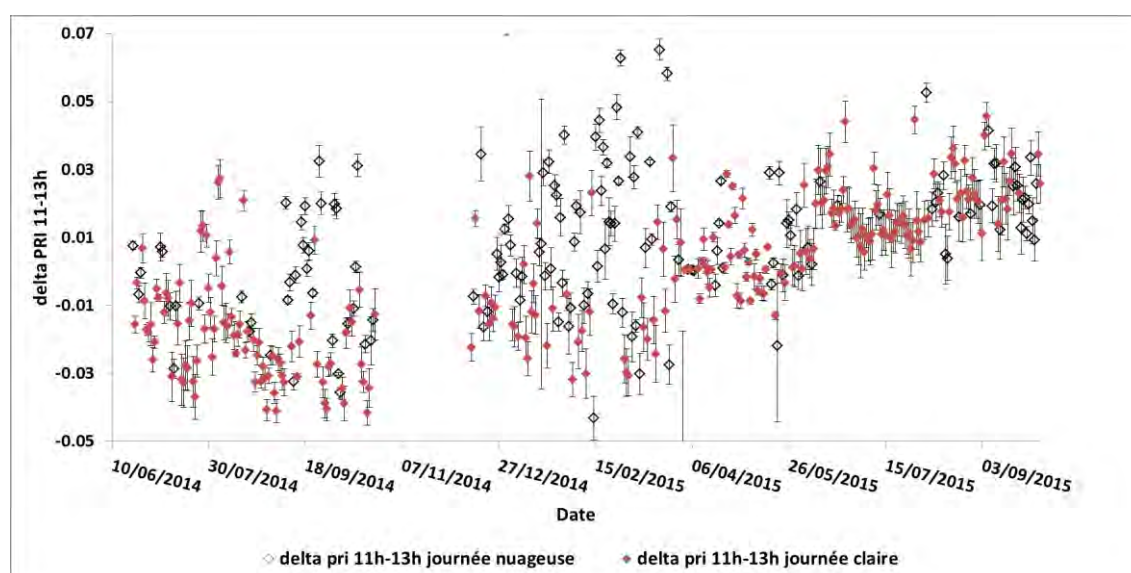


Figure IV.18: La dynamique saisonnière des moyennes entre 11h et 13h et les écart-types du delta PRI entre le 20/06/2014 et le 31/12/2015. On distingue les journées considérées comme « claires » de celles dites « nuageuses »

La prise en compte de la variation de la structure par la soustraction du PRI0 (Figure IV.18) a permis d'analyser la dynamique de la composante « fonctionnement » du PRI sur la période d'étude. Nous avons noté l'absence de décrochage marqué ou d'importants changements d'ordre de grandeur retrouvé sur la figure IV.9. Le delta PRI varie entre -0.04 et 0.04 avec des valeurs nettement inférieures et négatives en 2014 contre des valeurs proches de zéro voire positives en 2015. La comparaison de ces résultats avec ceux issus de la littérature est difficile car les couverts sont différents et le nombre d'études qui utilisent le delta PRI est faible. Par exemple, sur du blé, Magney et al. (2016) ont reporté des valeurs du delta PRI qui varient entre -0.08 et 0.03 alors que, pour un couvert de chênes et de hêtres, Hmimina et al. (2014) ont montré que le delta PRI est compris entre 0 et 0.04. Les résultats observés pour les oliviers restent dans le même ordre de grandeur. Par contre, les valeurs positives obtenues, même si elles existent dans la littérature, ne sont pas attendues. Selon la figure IV.3, une dynamique journalière standard du PRI est caractérisée par des valeurs enregistrées

en milieu de la journée ($PRI_{11h-13h}$) inférieures à celles en début de journée (PRI_0). Ainsi le delta PRI, compte tenu du sens de calcul, doit être négatif en conditions hydriques non-limitantes et proche de zéro en cas de stress marqué.

Par comparaison avec le signal brute du PRI (Figure IV.14a), la figure IV.18 (par souci de visibilité, les écarts-types ne sont pas figurés ici mais sont visibles sur la figure 2 en Annexe IV. 3) qui illustre la variation du delta PRI ainsi que T_v-T_a avec les deux mêmes variables (transpiration, ITP). Une troisième variable, qui est le rapport entre la transpiration et le contenu en eau utile dans les 40 premiers centimètres, a été ajoutée. L'objectif ici est toujours de normaliser la transpiration mais avec un indicateur de la disponibilité en eau dans la zone racinaire majoritaire plutôt que sur l'ensemble du profil (1 m, cf. chapitre III).

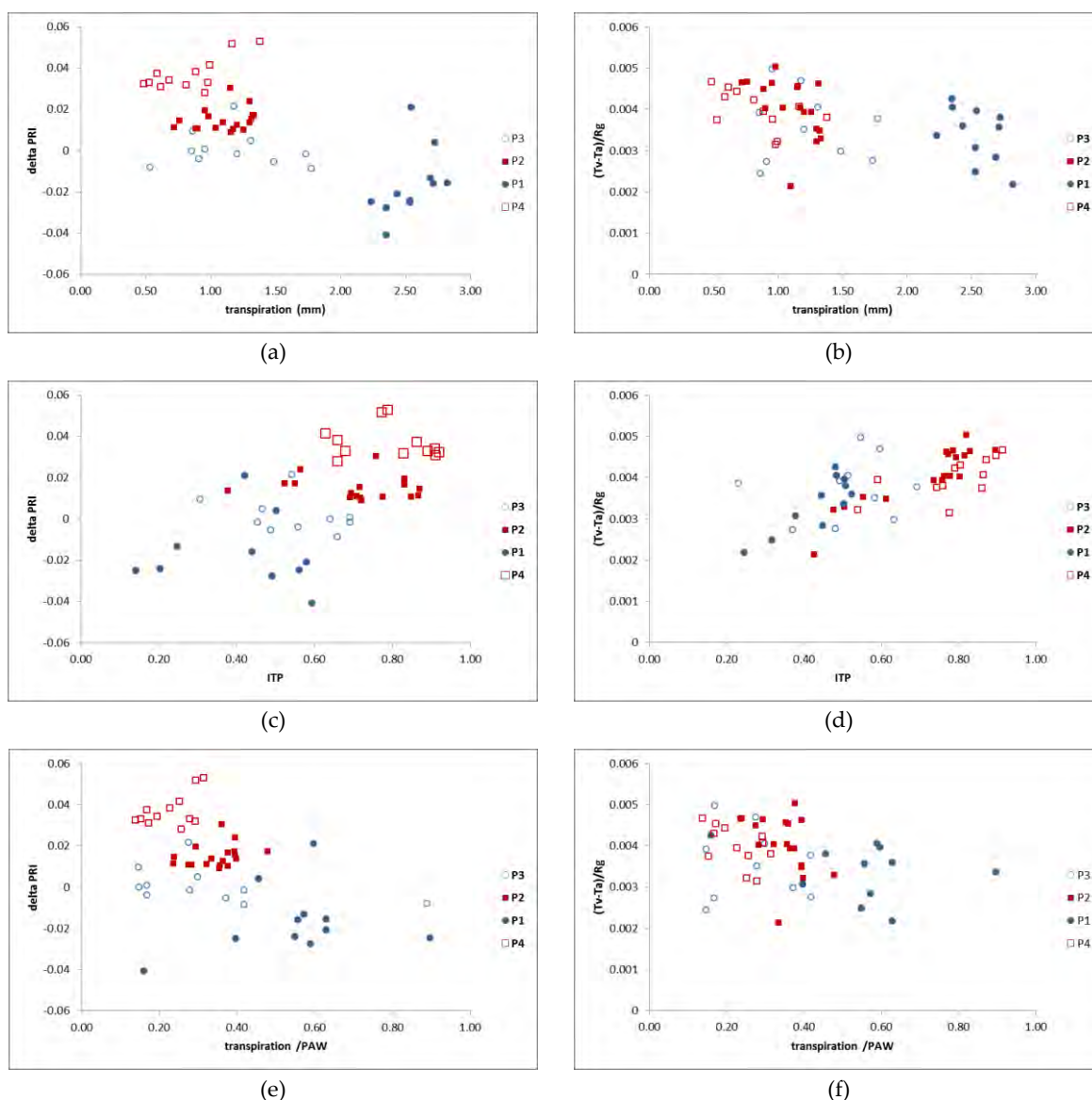
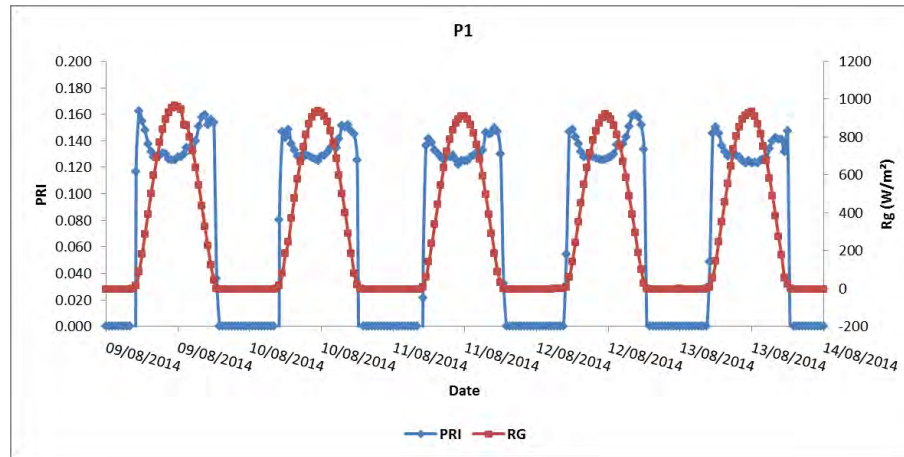


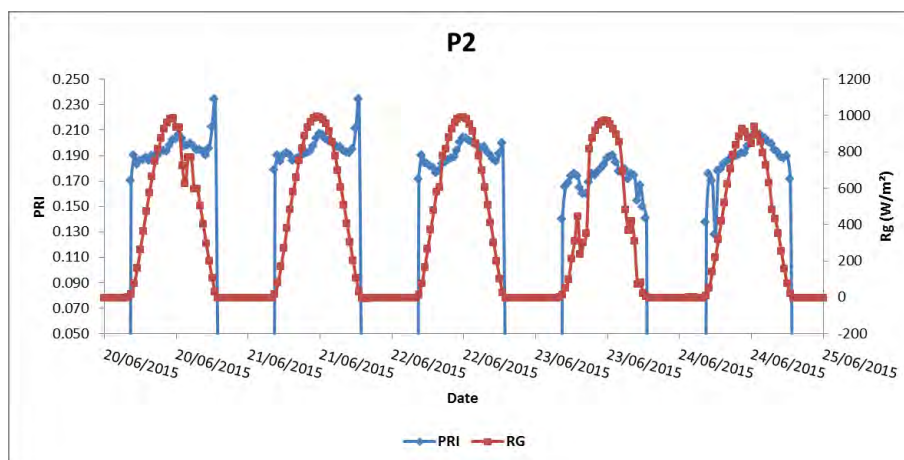
Figure IV.19: Une comparaison entre le delta PRI et la transpiration (a), $(T_v-T_a)/R_g$ et la transpiration (b), le delta PRI et l'ITP (c), $(T_v-T_a)/R_g$ et l'ITP (d), le delta PRI et la transpiration normalisée par la quantité en eau utile (PAW) (e), $(T_v-T_a)/R_g$ et la transpiration normalisée par la PAW (f) pour les 4 périodes de stress hydrique sélectionnées ; 2 périodes de stress modéré (P1 et P3) et 2 périodes de stress intense (P2 et P4). La couleur bleue correspond au stress modéré et la couleur rouge représente le stress intense.

Dans ce cas, la relation des deux indicateurs reste dispersée comparée au PRI sans traitement même en normalisant la transpiration par la quantité en eau utile entre 0 et 40 cm (Figure IV.19). Sur la figure IV.19c, les points qualifiés de « stress intense » (P2 & P4) sont caractérisés par des valeurs de delta PRI largement positives contrairement aux points de la période P1 (2014) qualifiée de stress « modérée ». Or en se référant à la figure IV.18, les valeurs positives de delta PRI se rencontrent en 2015 et particulièrement après la coupe, période qui inclut P2, P3 et P4. L'analyse de la dynamique journalière du PRI pour quelques journées de la période P2 (après la coupe) comparée par exemple à celle de P1 (avant la coupe) montre une asymétrie de la dynamique journalière du PRI en P2 (Figure IV.20). Ceci est probablement dû à la coupe de branche unilatérale (côté Ouest) qui a modifié les caractéristiques de la surface vue par les capteurs de proxidtection au cours de la journée (matin/midi/après-midi). En effet, la chute de LAI associée à la taille a provoqué une augmentation de la fraction de sol nu dans le champ de vue des capteurs SKYE et IR120. Dans les deux cas, les valeurs moyennes obtenues de l'indice thermique (T_v combinant les températures de sol plus élevées en été) et celles du PRI moyennes mesurées en milieu de journée (cf. les valeurs de PRI0 du sol nu dans le tableau IV. 1) sont ainsi accrues par la plus forte contribution du sol et non pas uniquement par une modification du fonctionnement.

L'utilisation du delta PRI n'est donc pas assez suffisante pour prendre en compte tous les effets de la coupe car la correction par rapport à des mesures acquises le matin n'incluent pas les effets d'une variation de la contribution du sol au signal en milieu de journée. Ce constat prouve encore la forte sensibilité à la structure qui est difficile à intégrer, à corriger par une approche empirique.



(a)



(b)

Figure IV.20 : Les dynamiques journalières du PRI et de Rg de 5 journées appartenant aux périodes P1 (a) et P2 (b)

Une alternative a été alors trouvée et consiste à analyser l'ensemble de la période en amont de la taille (avant le 19 Mars 2015) pour exploiter un maximum de journées de mesure (Figure IV.21).

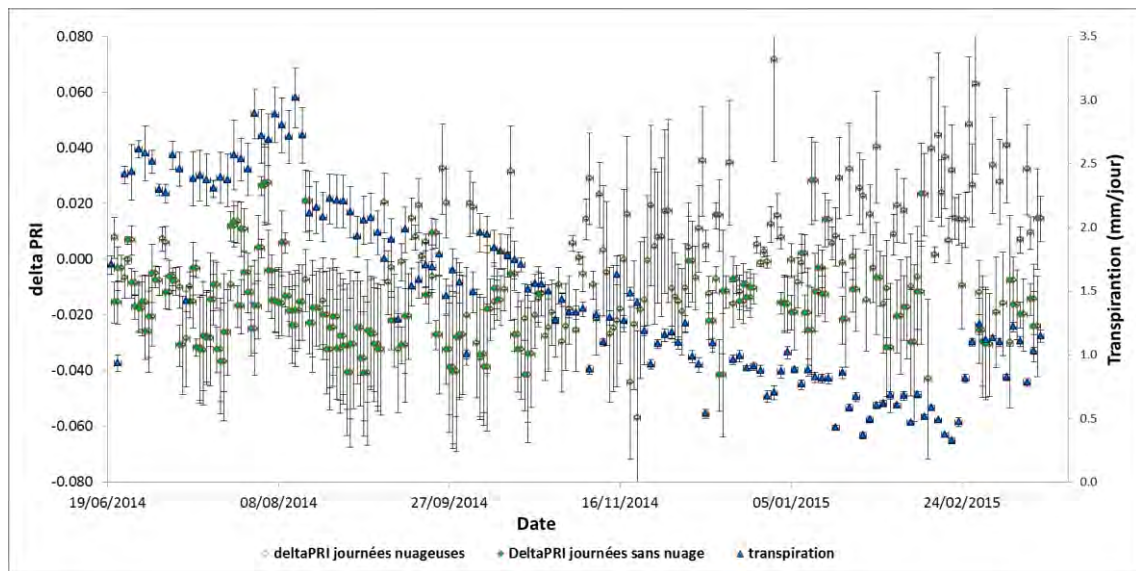


Figure IV.21: La dynamique des moyennes entre 11h et 13h du delta PRI et de la transpiration en mm/jour ainsi que les écart-types associés pour la période avant la taille de Mars 2015

La figure IV.21 montre, même en absence de modification de structure du houppier, des valeurs positives de delta PRI. Ce constat concerne essentiellement les acquisitions de 2015 et majoritairement les journées classées comme « nuageuses ». En comparant la dynamique de delta PRI à celle de la transpiration, nous observons, comme attendu, une tendance à l'augmentation de delta PRI avec la diminution de la transpiration. Cependant, en ne considérant que les journées claires, cette tendance disparaît (Figure IV.22).

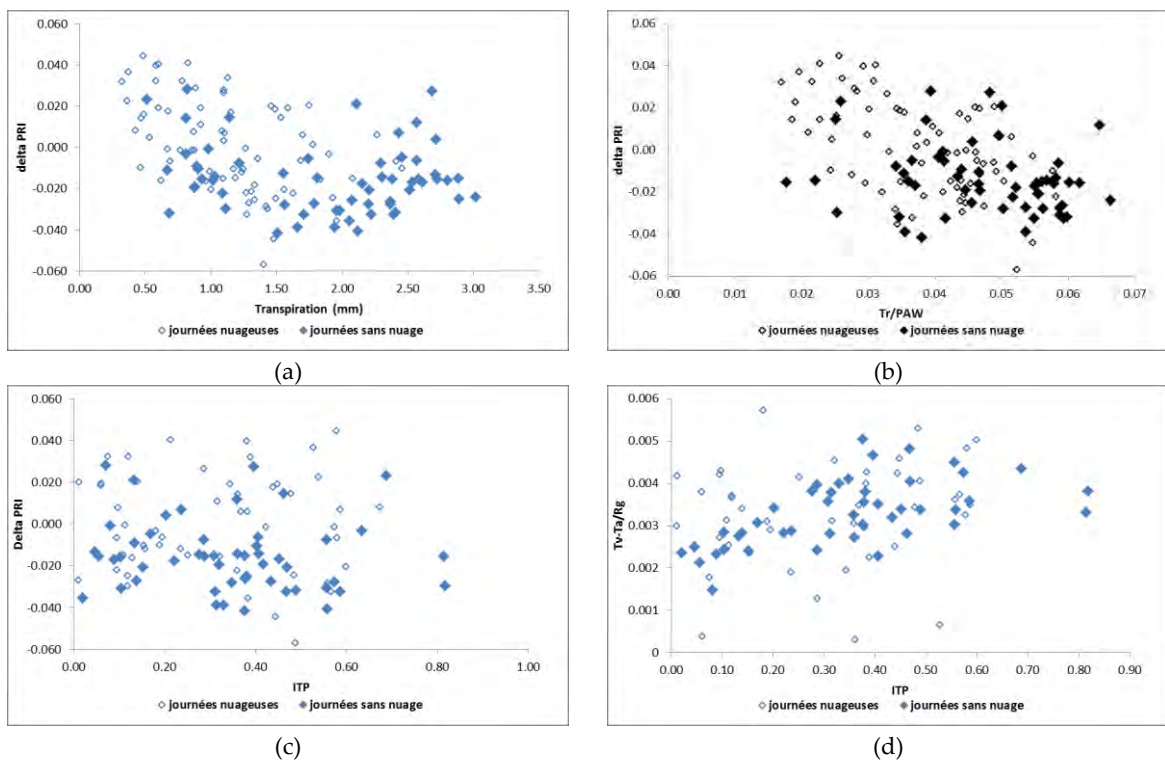


Figure IV.22 : La relation entre le delta PRI et la transpiration (a), le delta PRI et le rapport entre la transpiration et la quantité en eau utile (RU) (b), le delta PRI et l'ITP (c), $(T_v - T_a)/R_g$ et l'ITP (d). Les écarts-types ont été ôtés par souci de visibilité (voir Annexe IV. 7).

D'après la figure IV.22d, en considérant que les journées claires, l'indice dans le thermique $((T_v - T_a)/R_g)$ en fonction de l'ITP donne les meilleurs résultats avec un coefficient de corrélation de 0.32. Malgré la normalisation par R_g , un effet entre journées dites « claires » et celles dites « diffuses » est observé. Néanmoins, compte tenu du fort contraste des conditions météorologiques entre 2014 et 2015, ni la distinction des deux jeux de données (voir Annexe IV. 6) ni la confrontation avec l'indice de stress hydrique ITP (Figure IV.22c) ne semblent améliorer la relation avec le delta PRI ($R^2=0.017$). Par la suite, d'autres variables caractérisant les conditions hydriques ont été testées comme le VPD, le pourcentage de la PAW mais aucune relation n'a été retrouvée (voir Annexe IV. 8). Par contre, en normalisant la transpiration (en mm) par le pourcentage de l'eau disponible pour la plante (%PAW), nous observons une tendance très dispersée mais significative de la diminution du delta PRI avec la diminution du rapport entre la transpiration et la fraction de la quantité d'eau utile dans le sol. Mais cette tendance est un artéfact car elle est essentiellement due aux points correspondant aux valeurs positives de delta PRI et aux rapports les plus faibles de Tr/PAW (majoritairement en journées nuageuses). Pour les journées à rayonnement faible, le VPD et les taux de photosynthèse, deux mécanismes qui contrôlent la transpiration, sont aussi de faibles intensités. Aussi dans ces conditions, même si une grande quantité d'eau utile dans le sol est disponible, les taux de transpiration et donc les valeurs du rapport Tr/PAW sont dans la gamme des plus petites valeurs en raison de la faible demande atmosphérique.

Globalement l'utilisation du delta PRI comme indice de stress hydrique est difficile dans notre cas à mettre en évidence car les sources d'incertitudes sont multiples.

Tout d'abord la valeur de delta PRI est très dépendante de la méthode et de la précision de la détermination du PRI0. Il est basé ici sur le choix de la hauteur angulaire du soleil qui conditionne la tranche horaire associée dont le rayonnement incident moyen varie avec la saison. Même si la figure IV.14 montre qu'il n'y a pas de différences significatives entre les saisons, la figure IV.23 montre un possible effet de la valeur du rayonnement sur la détermination du PRI0. De manière surprenante, des valeurs de PRI plus faibles sont enregistrées pour des valeurs de rayonnement inférieures à $100 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$. Les mesures de PRI aux très faibles intensités lumineuses ne semblent pas fiables. Cet artéfact de mesure est lié à la conception de l'instrument. En effet, le PRI est mesuré comme étant le rapport entre le rayonnement réfléchi et le rayonnement incident dans les longueurs d'ondes adéquates. Quand le rayonnement incident est faible, ce rapport tend vers l'infini donnant des valeurs aberrantes.

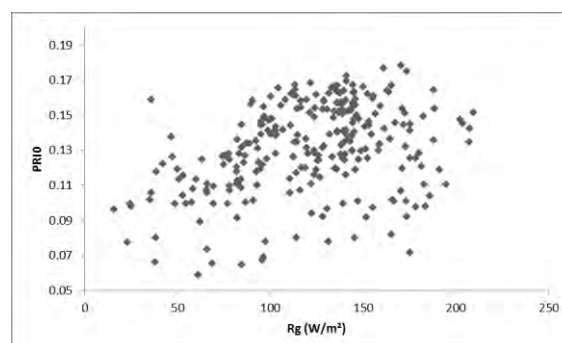


Figure IV.23: La corrélation entre le PRI0 et le rayonnement global associé pour une hauteur angulaire donnée (20°)

Rappelons ici que même si les mesures du PRI sont acquises toutes les 5 minutes, seules les valeurs moyennées toutes les 30 minutes sont enregistrées. Ce pas de temps est insuffisant pour permettre de sélectionner les mesures de PRI pour des valeurs précises de rayonnement correspondant aux valeurs seuils déterminées pour le calcul de PRI0. Pour avoir plus de mesures de la dynamique journalières du PRI et une meilleure détermination du PRI0, la fréquence de mesure doit être identique à celle de l'enregistrement soit 5 minutes (au minimum).

Une autre approche basée sur le résultat de la figure IV.23 a été testée. La valeur de PRI de structure appelé ici PRI100, a été choisie pour $80 < R_g < 100 \text{ W.m}^{-2}$, au lever du soleil et une hauteur angulaire inférieure à 20° . Nous supposons que pour cette valeur de rayonnement, la photosynthèse n'est pas encore enclenchée. Pour certaines journées, ce PRI100 n'a pas pu être estimé à cause de l'absence d'acquisitions qui répondent aux trois critères : de rayonnement, d'angle solaire et de matinée. Et dans la plupart des cas, une seule mesure par jour a pu être utilisée.

Les graphes, dans l'Annexe IV. 5, montrent des différences sur une quarantaine de journées entre le PRI0 et le PRI100 mais cette méthode n'améliore pas réellement la relation entre le delta PRI et la transpiration ainsi que les autres variables associées au fonctionnement hydrique de l'olivier. Ceci confirme le fait que le pas de temps d'acquisition à 30 minutes n'est pas pertinent car une seule valeur de PRI et pour une gamme de rayonnement de 80 à 120 W.m^{-2} n'est pas suffisante pour déterminer la composante « structure » du PRI. C'est pourquoi prendre une valeur moyenne constante pour une gamme de R_g plus restreinte sur l'ensemble de la période n'est pas envisageable.

L'utilisation du PRI0 et du PRI100, y compris la méthode de détermination du PRI0 sur la base d'une relation au rayonnement ou PAR comme utilisée par Soudani et al. (2014) restent donc à explorer avec un jeu de données adaptées par la fréquence d'acquisition et la hauteur du capteur (voir paragraphe IV.2.3).

IV.3.1.2 Résultats I_PRI : un indice normalisé

La deuxième méthode d'utilisation du signal PRI se base sur le calcul d'un PRI_POT qui correspond à la valeur minimum attendue en absence de stress pour une valeur de rayonnement incident. Cette valeur nous permet d'estimer l'I_PRI. La méthode suppose qu'il n'y a pas de variations de cette valeur potentielle avec la phénologie et donc la structure de la canopée. En se référant à la figure IV.17 où le PRI0 est peu sensible à la phénologie de l'olivier, l'hypothèse utilisée ici semble être relativement adaptée à ce couvert si on fait abstraction des artéfacts possibles dans l'estimation du PRI0.

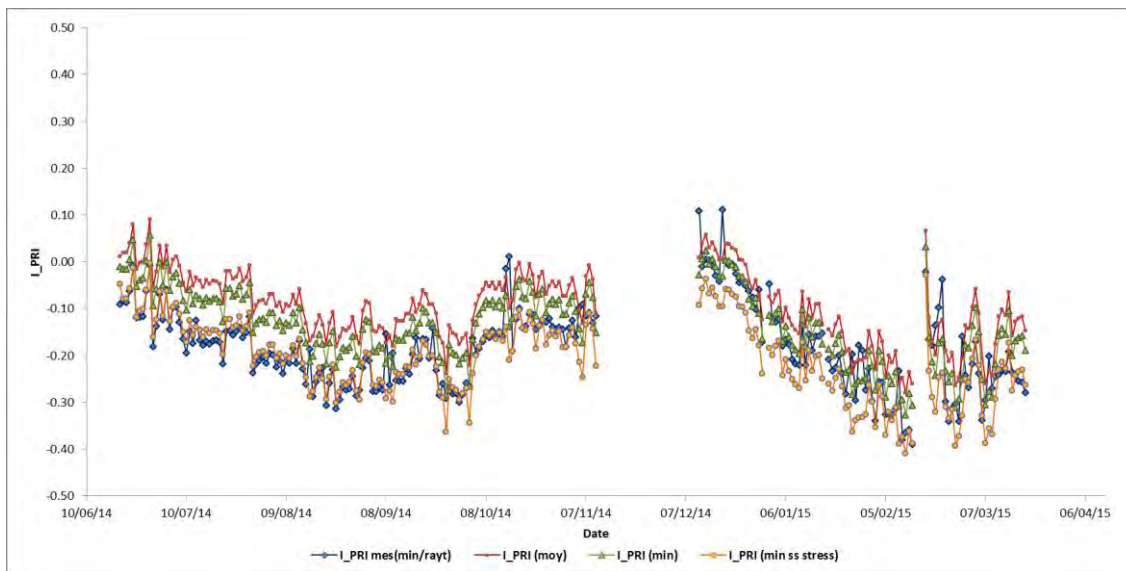
Quatre méthodes ont été suivies pour la détermination de la valeur potentielle de PRI :

- si le PRI_{pot} est égal à la valeur moyenne de PRI_{11h-13h} pour les R_g supérieurs à 1000 W.m^{-2} , on calcule ainsi un I_PRI_{moy}
- si le PRI_{pot} est égal à la valeur minimum de PRI_{11h-13h} pour les R_g supérieurs à 1000 W.m^{-2} , on calcule ainsi un I_PRI_{min}
- si le PRI_{pot} est égal à la valeur minimum de PRI_{11h-13h} qui varie avec le rayonnement, on calcule ainsi un I_PRI_{min/rayt}

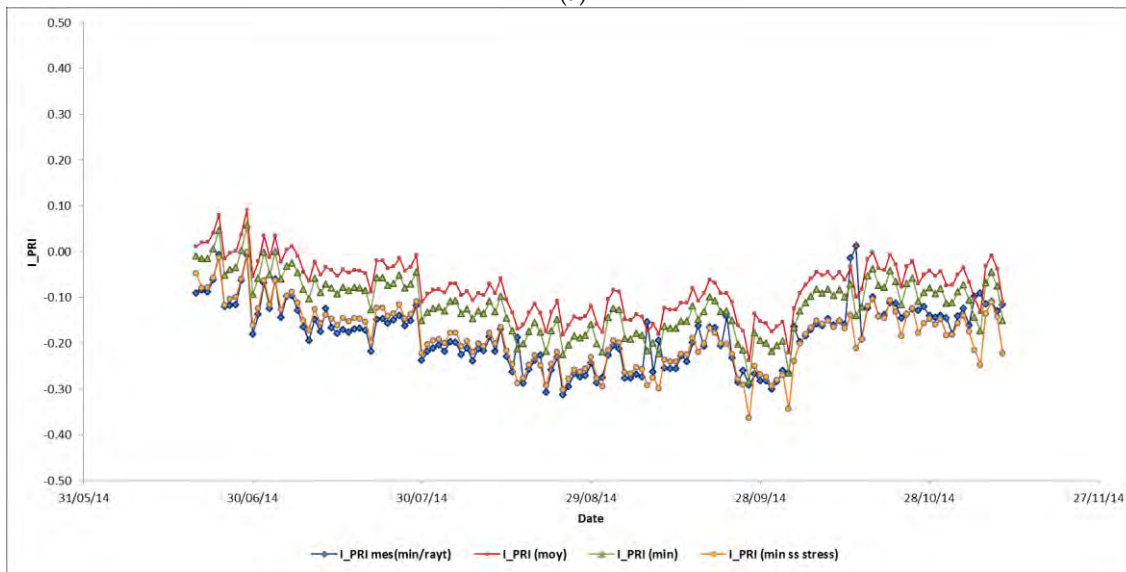
- si le PRI_{pot} est égal à la valeur minimale de $PRI_{11h-13h}$ rencontrée en absence de manque d'eau dans le sol ($RU > 40\%$) pour 2014, on obtient alors le I_PRI (min ss stress).

Plus de détails sur les étapes de calculs sont disponibles dans l'Annexe IV. 9.

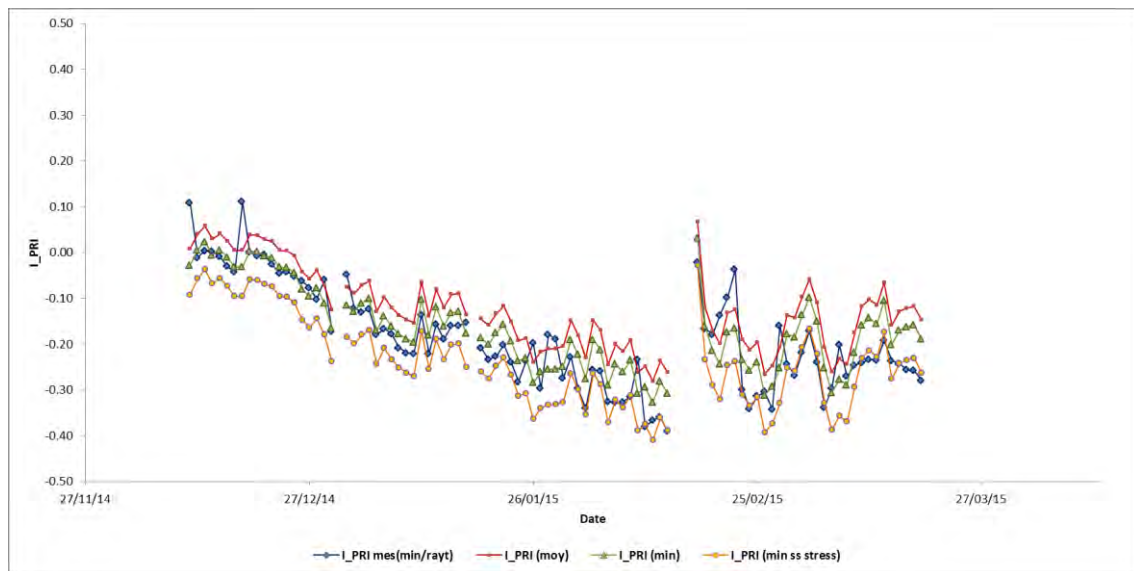
Une étude de sensibilité du I_PRI au PRI_{POT} déterminé à partir des quatre méthodes décrites ci-dessous a été menée (Figure IV.24).



(a)



(b)



(c)

Figure IV.24 : Les dynamiques des quatre I_PRI issus des différentes méthodes d'estimation du PRI_POT : pour toute la période (a), pour 2014 (b) et pour 2015 (c)

La dynamique du I_PRI est très sensible sur la valeur absolue sauf pour le cas du $I_PRI_{\min ss stress}$ en 2014. La différence entre les différents indices est plus marquée en 2015 en raison d'un plus grand nombre de journées dites nuageuses avec des intensités de rayonnement plus faibles. Ceci implique une gamme de valeurs plus larges sur la saison et des oscillations plus nombreuses.

Globalement, la dynamique est identique pour tous les indices. Cependant, l'écart (i.e., l'amplitude entre la valeur minimum et la valeur maximum rencontrées sur la période d'étude) le plus fort est enregistré pour le $I_PRI_{\min ss stress}$ (1.01) et le plus faible pour $I_PRI_{\min/rayt}$ (0.78). Pour les deux autres indices, les écarts sont intermédiaires avec 0.92 pour l' I_PRI_{moy} et 0.95 pour l' I_PRI_{\min} . Pour la suite de l'étude, nous avons choisi de conserver l' $I_PRI_{\min ss stress}$ pour la présentation des résultats compte tenu de la plus forte sensibilité à priori de cet indice.

Pour évaluer la potentialité de l' I_PRI à suivre un déficit d'eau utile dans le sol, nous avons donc comparé la dynamique du $I_PRI_{\min ss stress}$ avec celle de la PAW entre 0 et 40 cm sur la période d'étude comparable avec le delta PRI (avant la coupe).

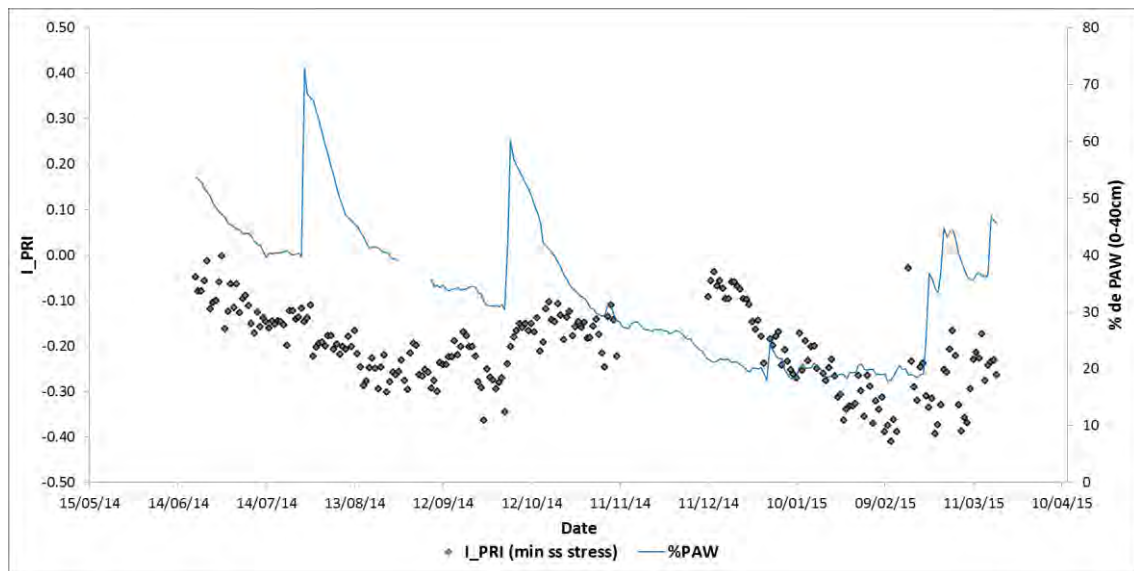


Figure IV.25: Les dynamiques saisonnières du I_PRI et de la quantité d'eau utile (PAW) entre 0 et 40 cm avant la coupe de Mars 2015

Une première lecture de la figure IV.25 permet de déduire que les chroniques du $I_{PRI_{\min ss stress}}$ montrent une évolution cohérente avec ce qui est attendu. En effet, après l'évènement pluvieux et donc la nouvelle montée de la quantité d'eau utile dans les couches superficielles du sol, l'indice augmente pour se rapprocher de zéro (i.e., PRI se rapproche de la valeur potentielle). Pendant l'été de 2014, nous remarquons une chute de VPD et de delta PRI. De même, durant Février et Mars 2015, les valeurs les plus faibles du contenu en eau utile dans le sol (<20 %) coïncident avec les valeurs les plus faibles de l'I_PRI rencontrées sur toute la période.

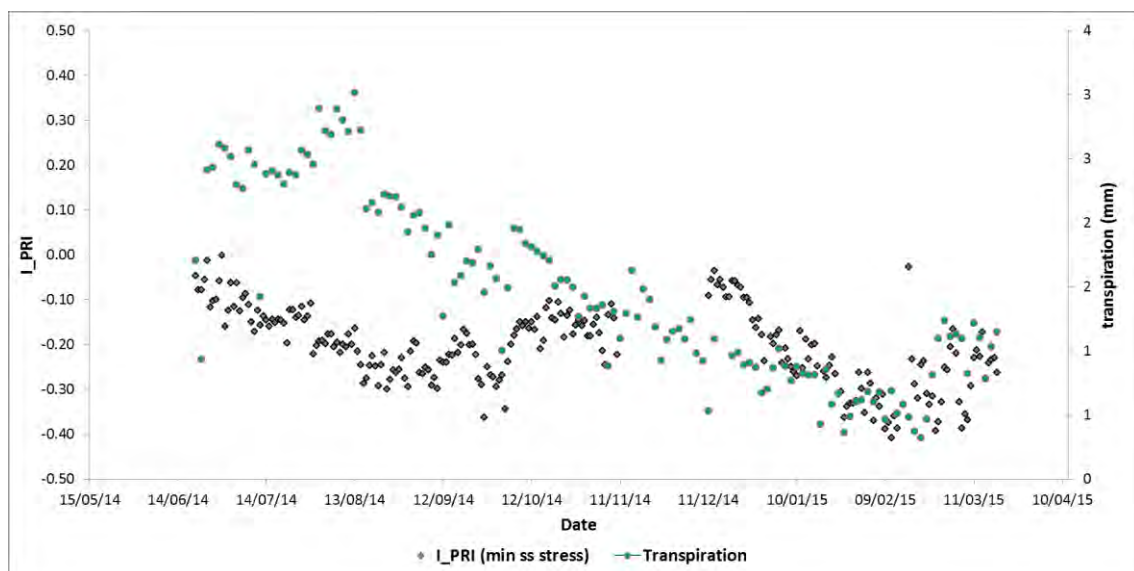


Figure IV.26 : Les dynamiques saisonnières de l'I_PRI et de la transpiration avant la coupe de Mars 2015

Selon la figure IV.26, on note globalement une cohérence entre la transpiration et $I_{PRI_{\min ss stress}}$ sauf dans certains cas. Par exemple, en hiver 2014, la chute des valeurs de la transpiration s'explique par des conditions de faibles VPD (voir figure IV.12) et non par une réelle contrainte édaphique.

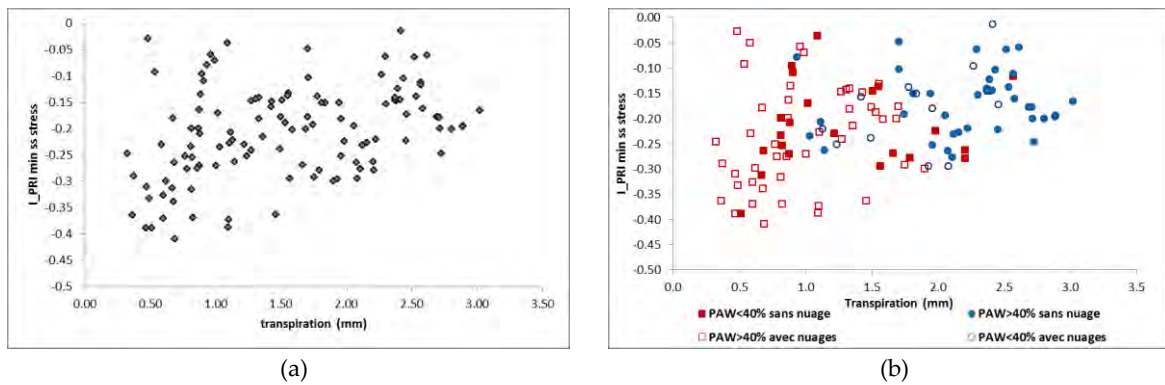


Figure IV.27 : (a) La relation entre la transpiration et le I_PRI (min ss stress) avant la coupe (b) représente la même relation que (a) tout en distinguant les journées dites « claires » des journées dites « nuageuses » et les journées ayant une quantité en eau utile supérieure à 40% de la RU des journées ayant une quantité en eau utile inférieure à 40% de la RU.

La figure IV.27a montre aussi une tendance ascendante de la transpiration avec $I_PRI_{\min ss stress}$. Cet indice augmente avec la transpiration mais, d'après la figure IV.27b, la relation reste bruitée même en distinguant les types de journées en termes de rayonnement (« claires » versus « diffuses »). Le résultat semble être plus marqué en journées dites « claires ». Nous notons aussi une éventuelle saturation du signal autour d'une valeur de -0.1 de l'I_PRI en conditions hydriques non-limitantes (i.e., PAW > 40%) et des valeurs de transpiration correspondantes entre 2 et 3 mm/jour. Cette saturation signifie que pour les forts taux de transpiration le PRI est très proche du PRI_POT et le dénominateur de $I_PRI_{\min ss stress}$ se rapproche du zéro.

Les fortes dispersions obtenues ici dans la dépendance entre l'I_PRI et la transpiration ainsi que pour la relation avec les variables caractérisant la contrainte hydrique (Annexe IV. 10) peut être due d'une part à l'empiricité du calcul de l'I_PRI associée à la fréquence d'acquisition (toutes les 30 minutes) du PRI. En effet, pour des fortes valeurs de rayonnement autour de midi solaire et en absence de contrainte hydrique, on s'attend à des valeurs très faibles de PRI. Cette relation entre le PRI et le rayonnement global est néanmoins peu marquée à cause d'un très faible nombre de points qui répondent à la fois à toutes ces conditions (fort R_g et absence de contrainte hydrique). L'indice I_PRI est très dépendant de la valeur de l'I_PRI_POT utilisée, qui conditionne à la fois l'ordre de grandeur et l'amplitude de variation (écart entre minimum et maximum) de cet indice (voir figure IV.24). Ici le nombre de mesures correspondant aux critères retenus dans la détermination de la valeur potentielle de PRI (intensité du rayonnement incident, absence de manque d'eau dans le sol, midi solaire) est limité. Cette limite du nombre de mesures a aussi été un point critique dans la prise en compte d'un effet rayonnement sur la détermination d'un PRI potentiel quelles que soient les conditions d'illumination. Enfin, la source de la dispersion peut résulter aussi du fait de considérer la transpiration comme un indicateur de la contrainte hydrique, sachant que, comme évoqué dans le cas du delta PRI, les oliviers sont capables de puiser l'eau dans les horizons profonds pour assurer un flux transpiratoire suffisant.

L'I_PRI a donc aussi été confronté à l'indice de stress hydrique ITP sans révéler de meilleurs résultats. Puis pour ne tenir compte que de la contrainte hydrique liée à un déficit d'eau dans les horizons de surface (sans tenir compte du VPD), la relation entre le I_PRI et la transpiration pondérée par la quantité d'eau disponible pour l'olivier sur

40 cm de profondeur a été explorée (Figure IV.28). La relation retrouvée est peu significative, plus dispersée que celle établie uniquement avec le taux de transpiration. Néanmoins la tendance ne montre ni une saturation évidente du signal ni une distinction marquée entre les différents niveaux de conditions hydriques du sol.

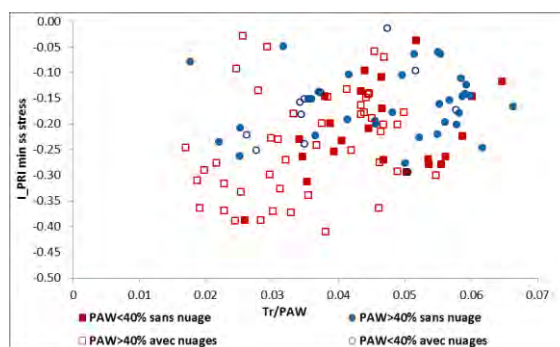


Figure IV.28: La relation entre le I_PRI et la transpiration pondérée par le contenu en eau utile (PAW) pour la période avant la coupe tout en distinguant les journées dites « claires » des journées dites « nuageuses » et les journées ayant une quantité en eau utile supérieure à 40% de la RU des journées ayant une quantité en eau utile inférieure à 40% de la RU.

I_PRI est prometteur pour le suivi du fonctionnement hydrique dans le cas de canopée sans évolution marquée de sa structure. Reste qu'ici, nous utilisons une approche très empirique dans la détermination de la valeur potentielle. Pour améliorer les résultats, nous avons besoin d'explorer par modélisation mécaniste le PRI_POT pour cet indice normalisé (I_PRI) mais aussi le PRI0 pour explorer plus en avant l'indice utilisé pour s'affranchir de l'effet structure (delta PRI).

IV.3.1.3 Résultats DART : approche mécaniste du PRI

Afin d'analyser l'apport d'un modèle de transfert radiatif 3D dans l'utilisation du PRI sur une structure de complexe, Un PRI a été simulé sur la période allant du 20/06/2014 (date de l'installation du capteur PRI) au 19/03/2015 (dernière date avant la coupe).

Comme décrit dans le sous-paragraphe (IV.2.3a), les simulations ont été faites selon une maquette d'olivier (Figure IV.5) et sans prendre en compte la phénologie du LAI, la fructification ou encore l'évolution saisonnière des pigments. Le PRI obtenu est ainsi indépendant des variations de structure et de l'impact d'un stress hydrique sur les caractéristiques des pigments foliaires. Ces valeurs de PRI sont donc les valeurs potentielles pour une structure du houppier donnée qui est celle de la maquette.

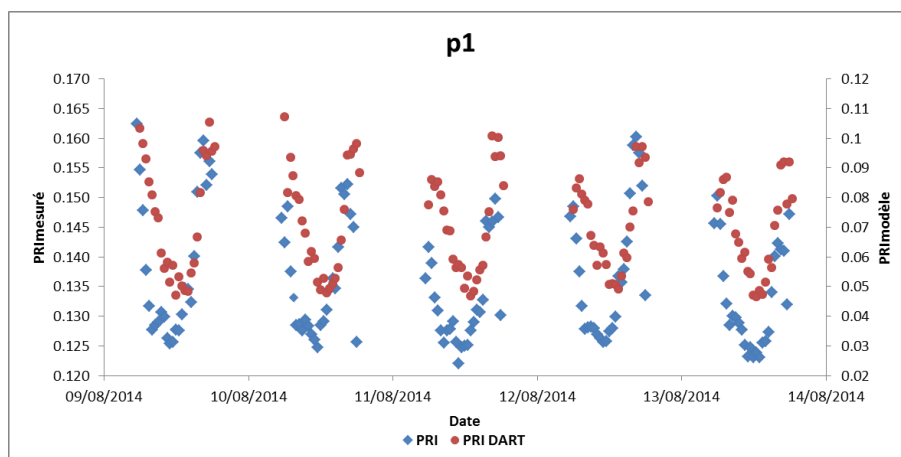


Figure IV.29 : Les dynamiques du PRI simulé et du PRI modèle durant 5 jours de la période de stress hydrique modéré (entre le 30/07 et le 30/08/2014 , P1) ; Les axes des ordonnées ne sont pas les mêmes pour les résultats de simulation et des mesures.

La figure IV.29 montre l'évolution des valeurs absolues du PRI mesuré et le PRI simulé. Les valeurs simulées sont beaucoup plus faibles que les observations avec des minimums autour de 0.05 et de 0.125, respectivement. L'amplitude du PRI simulé entre le matin et le milieu de la journée est deux fois plus grande que celle du PRI mesuré. Ceci peut être expliqué par le feuillage plus important dans la maquette comparé à celui vu par le capteur. De plus, la dynamique journalière du PRI simulée montre une asymétrie par rapport celle du PRI mesuré. La chute des valeurs simulées après le lever du jour suit une cinétique plus lente que celle enregistrée par le capteur alors que les vitesses d'accroissement observées l'après-midi sont similaires. Cette différence est expliquée par la maquette utilisée dans DART qui n'est pas strictement identique à celle de l'arbre instrumenté. La figure IV.5 montre que le houppier est asymétrique et n'est pas circulaire ce qui n'est pas tout à fait le cas de l'olivier instrumenté.

D'ailleurs, la simple différence entre la mesure et la valeur potentielle simulée par DART ne montre pas de relations nettes avec les variables qui caractérisent la contrainte hydrique. Pour permettre de comparer les résultats de la simulation avec les mesures, le calcul du delta PRI a été réalisé à partir des sorties de DART. Ce delta PRI est obtenu par soustraction d'un PRI0 DART et du PRI DART moyen sur 11h-13h. Le PRI0 DART est calculé de la même façon que le PRI0 mesuré (cf. paragraphe IV.2.3). Une comparaison entre le delta PRI issu des mesures et celui issu des simulations par DART a été réalisée.

Les boîtes à moustaches montrent que la variation des moyennes de PRI0 estimé à partir des simulations de DART par stages phénologiques est peu marquée sur la période comparée à celle du PRI0 mesuré (Figure IV.17). Ce constat n'est pas étonnant car la maquette est la même pour toute la période de simulation et donc le modèle ne tient pas compte des changements de structure. La variabilité inter-journalière du PRI0 simulé par ce modèle de transfert radiatif qui utilise un rayonnement global forcé (celui mesuré in-situ) est essentiellement due à la variabilité saisonnière de la qualité et de l'intensité du rayonnement (Annexe IV. 12).

Lorsqu'on considère les valeurs de delta PRI, les ordres de grandeurs sont proches particulièrement en journées dites « claires » avec des dynamiques du delta PRI DART

et du delta PRI mesuré, comparables. Comme cet indice est uniquement relié à la composante du PRI relative au fonctionnement, l'approche suivante a été donc d'analyser la différence entre les valeurs de delta PRI obtenues à partir des simulations de DART, considérées comme la valeur potentielle (sans stress) et celles estimées à partir des mesures.

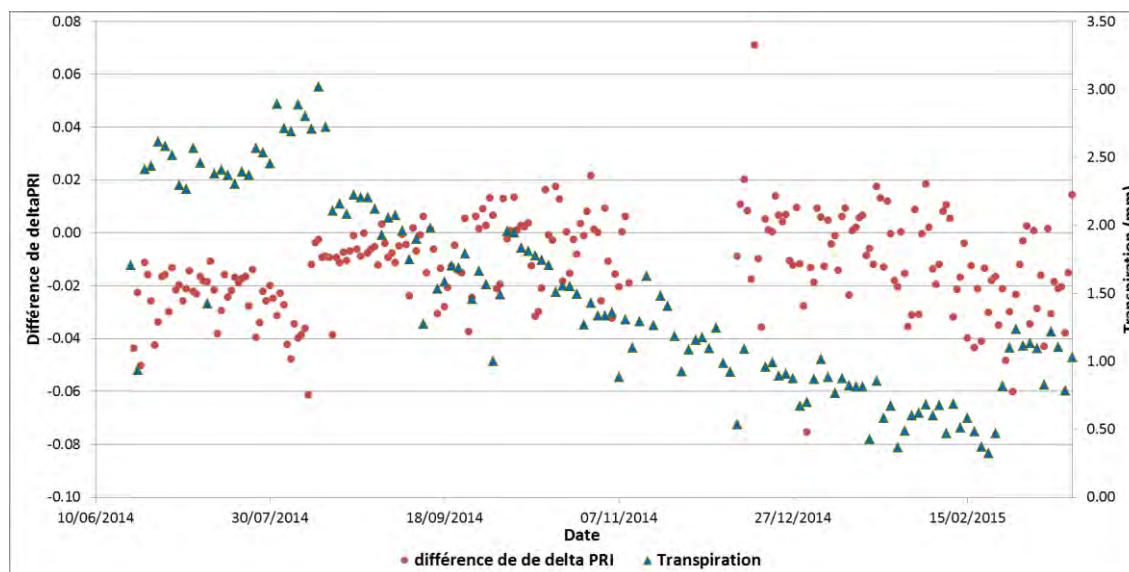


Figure IV.30: La dynamique saisonnière de la différence entre le delta PRI DART et le delta PRI mesuré et celle de la transpiration (avant la coupe de branche)

Selon la figure IV.30, la dynamique saisonnière de cet écart entre le delta PRI DART et le delta PRI mesuré est cohérente avec celle de la transpiration. La différence est relativement stable en conditions hydriques favorables (Juin et Juillet 2014) et elle augmente avec la chute de la transpiration. Cette augmentation est due à la diminution du delta PRI issu des mesures par rapport à la valeur potentielle simulée par DART. En cas de stress hydrique plus intense caractérisé par un taux de transpiration entre 1.5 et 2 mm, cette différence semble invariante durant le mois d'Octobre 2014. Puis, elle décroît à nouveau jusqu'à fin Février où une reprise de la transpiration provoquée par l'évènement pluvieux du 01 Mars 2015 a eu lieu. Le sens de variation est donc cohérent mais les valeurs négatives sont plus surprenantes.

Ce résultat provient probablement de la paramétrisation de la teneur en pigments des feuilles qu'utilise DART pour tracer les spectres de réflectance des feuilles. Ces paramètres conditionnent tous les résultats de simulation. Or, ces valeurs sont issues de la littérature et non des campagnes de mesures sur le site. Dans le cas particulier des oliviers, l'estimation de ces paramètres pour reproduire la réalité est d'autant plus difficile car les réflectances des deux faces inférieure et supérieure ainsi que leurs teneurs en pigments sont différentes. En plus, l'olivier, face à un stress hydrique, répond par un enroulement des feuilles car la face inférieure est caractérisée par une réflectance plus importante. Les valeurs de PRI obtenues sont très sensibles au contenu en pigment des feuilles puisqu'il contrôle l'intensité du signal réfléchi.

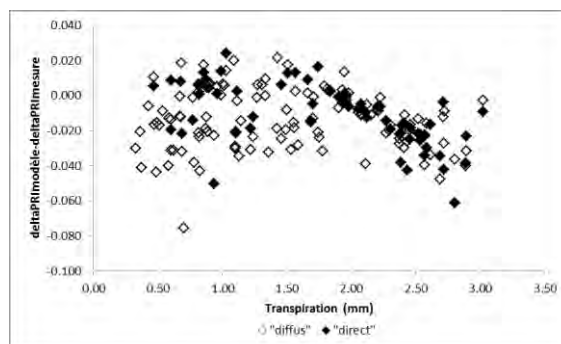


Figure IV.31 : La relation entre la différence entre le delta PRI DART et le delta PRI mesuré et la transpiration avant la coupe avec la distinction du type du rayonnement (diffus ou direct)

La comparaison de cette composante « fonctionnement » entre les valeurs simulées (i.e. potentielles) et celles issues des mesures révèle une relation avec la transpiration relativement bien marquée pour les taux transpiratoires supérieurs à 2 mm et cela quel que soit le type de journées en terme de rayonnement (diffus ou direct). Comme nous l'avons observé sur la figure IV.31, la différence entre le delta PRI DART et le delta PRI mesuré décroît linéairement jusqu'à atteindre des valeurs nulles (delta PRI mesuré est identique au delta PRI simulé), puis des différences de delta PRI de plus en plus négatives (delta PRI mesuré est supérieur au delta PRI simulé) quand la transpiration augmente.

Pour les taux transpiratoires inférieurs à 2 mm, le nombre de journées avec passage nuageux sont très nombreuses et ces conditions citées précédemment sont problématiques dans l'exploitation des mesures de PRI (cf paragraphe IV.2.3). Par contre lorsqu'on ne considère que les journées dites « claires », la différence des indices est relativement constante, montre une saturation du signal en conditions de stress hydrique intense. Sarlikioti et al. (2010) ont aussi confirmé ce constat et ont conclu que la détection du stress hydrique à l'aide du PRI n'est possible que pour de fortes valeurs de rayonnement.

L'utilisation d'une approche plus mécaniste de la structure du couvert est donc prometteuse pour l'exploitation du signal PRI mais uniquement en journées très ensoleillées, sans nuages. Bien que les effets confondants du rayonnement et des conditions atmosphériques ne soient pas réduits même à l'aide d'un modèle de transfert radiatif, la relation significative retrouvée entre la transpiration et la différence de delta PRI est cohérente avec les résultats de Suárez et al. (2008). Ces travaux démontrent, à l'aide du modèle FLIGHT 3D, que la différence entre le PRI mesuré et le PRI non-stressé simulé, qui inclut les effets directionnels, le signal du sol sous-jacent et de l'ombre, permet de détecter le stress hydrique pour les canopées complexes comme les oliviers et les pêchers. La plus-value de notre approche réside dans l'exploration de la relation entre les indicateurs du stress hydrique et la différence de delta PRI. Dans les deux cas, la différence entre une valeur potentielle attendue du PRI simulée par un modèle mécaniste et une valeur actuelle mesurée est fonction du stress hydrique, édaphique et atmosphérique, chez la plante sous réserve d'une bonne représentation de la maquette et une estimation fiable du contenu en pigments des feuilles.

Or, pour aller plus loin dans l'apport d'un modèle de ce type, il faudrait pouvoir utiliser le PRI0 simulé dans le calcul du delta PRI. Ceci nécessiterait l'utilisation d'une

maquette du houppier la plus proche du houppier observé. C'est d'autant plus critique ici que le capteur est proche du sommet du houppier. Une augmentation de la distance entre le houppier et le capteur est à envisager dans les dispositifs futurs pour minimiser la différence possible entre la structure de la maquette et celle de l'arbre instrumenté.

L'utilisation d'un modèle a été aussi envisagée comme une démarche pour calculer la valeur potentielle de PRI (PRI_POT_DART) pour permettre un calcul moins empirique du I_PRI_DART à partir des mesures soit :

$$I_PRI_DART = \frac{PRI_POT_{modèle} - PRI_POT_{mesure}}{PRI_POT_{modèle}} \quad (IV. 9)$$

Cette approche n'a pas été testée ici car elle nécessite à la fois une excellente paramétrisation de la teneur en eau et de la composition des xanthophylles et une description structurale du houppier la plus proche de l'individu étudié dans le cas de notre étude.

IV.4 Conclusion partielle et synthèse

Ce chapitre s'insère dans le cadre d'une évaluation de l'apport de deux indices de réflectance; un dans le thermique ($T_v - T_a$) et un dans le visible (PRI) dans la détection du stress hydrique d'un olivier conduit en pluvial.

Le travail d'analyse du signal PRI dans ce cas particulier d'arbres isolés à canopée complexe est exploratoire. Il a montré la difficulté de l'exploitation des mesures acquises en proxidtection, au-dessus d'un houppier peu dense, marqué par une forte contribution du signal du sol sous-jacent dans le signal global. La soustraction d'un PRI structure, mesuré à faible intensité de rayonnement incident et qui inclut l'effet de structure et la teneur de base en pigments des feuilles, du signal global devrait palier à ce problème sous réserve d'une amélioration de la détermination d'un PRI de structure, ou PRI0. Une meilleure estimation du PRI0 nécessite soit, i/ dans le cas d'une détermination empirique, une augmentation de la fréquence d'acquisitions (par exemple, toutes les 5 minutes) afin d'augmenter le nombre de mesures pour des faibles angles solaires et de pouvoir suivre la vitesse d'accroissement du rayonnement le matin avec plus de précision soit, ii/ dans le cas d'une détermination mécaniste, l'utilisation d'un modèle de transfert radiatif 3D avec une paramétrisation plus adaptée pour mieux simuler soit le PRI0 soit une valeur de PRI potentiel. L'approche de modélisation, gourmande en termes d'investissement de temps et d'énergie, n'a pas pu être approfondie. Les spectres des deux faces des feuilles de l'olivier ainsi que ceux du tronc et du sol nu doivent être mesurés toutefois les méthodes de mesures sont coûteuses et laborieuses. En plus, ceci n'est pas évident car ces propriétés sont très variables d'une feuille à une autre ou entre un sol sec et un sol humide. En absence de mesures spectrales, le module PROSPECT requiert comme variables d'entrée les teneurs en pigments afin de produire les spectres de réflectance d'absorbance et de transmittance des feuilles. Par ailleurs, la conception de la scène et particulièrement d'une maquette semblable est de plus en plus complexe en fonction de l'échelle d'étude. Une compagnie de mesures allométriques précises est nécessaire pour tenir compte de la variabilité inter-individu et même au sein d'un seul individu, la densité de feuillage et l'architecture de branche ainsi que la délimitation de la surface exacte vue par le capteur sont difficiles à reproduire. Mais dans le cas du nouveau site instrumenté de Taous, géré par l'Institut de l'Olivier (Mai 2017), une maquette qui correspond parfaitement à

la vraie structure 3D de l'olivier instrumenté, va être réalisée à l'aide d'un LiDAR TLS. Cette campagne de mesures de la structure de l'arbre permettra d'approfondir l'approche mécaniste dans l'analyse des potentialités du PRI mais aussi de l'indice thermique.

En effet, T_v-T_a , analysé sur l'ensemble de la période d'étude, montre de fortes potentialités dans la détection du stress hydrique malgré sa forte variabilité temporelle à différents pas de temps (inter-journalière, journalière). Notons que le changement drastique de structure ayant lieu au printemps de 2015 (la taille sévère) a fait obstacle à l'exploitation complète du jeu de données et à l'interprétation plus poussée de la potentialité des deux gammes de longueurs d'ondes dans la détection du stress hydrique. Ainsi, la coupe de branche a causé une augmentation de la fraction du sol nu vue par les deux capteurs et donc une modification du signal mesuré. La composante température du sol nu plus ou moins exposée au soleil au cours de la journée (fortes amplitudes de températures diurnes caractéristiques d'un climat semi-aride), contribue dans la température de surface enregistrée par l'IR120, altérant ainsi l'estimation de la température de végétation. Même en analysant les données en amont de la taille uniquement et en normalisant cet indice par R_g , qui améliore les résultats, ne permet pas de s'affranchir des conditions climatiques environnantes (les données des journées à rayonnement diffus sont plus dispersées que celles des journées à rayonnement directe). Le même phénomène a été révélé pour le PRI avec l'augmentation des valeurs enregistrées entre 11h et 13h en 2015 suite à la taille des oliviers. De plus, la coupe de branche a engendré une dissymétrie du houppier et donc de la dynamique journalière des indices dérivés du PRI entre le matin et l'après-midi.

Par conséquent, l'analyse et la comparaison des potentialités du PRI et de T_v-T_a dans la détection et le suivi de différents niveaux du stress hydrique n'ont pu être menées de façon approfondie, vu que la taille a eu lieu en amont de la période la plus marquée par le déficit hydrique. En d'autres termes, l'augmentation des valeurs des deux indices après mars 2015 s'explique par les effets confondants du stress hydrique et de la structure. Néanmoins, cette étude montre que l'utilisation du PRI via des approches empiriques semble pertinente lorsque les mesures sont acquises en continu sur la journée et à une très fine résolution temporelle et des conditions d'utilisation non-applicables pour la télédétection notamment par satellite. En outre, la télédétection se heurte à la très faible fraction de couverture dans ce type d'écosystèmes qui nécessite une résolution spatiale très élevée pour isoler le signal émis par les couronnes des arbres.

Parmi les difficultés rencontrées dans cette étude, seule la transpiration, compte tenu des erreurs associées à l'estimation de LUE d'une plantation d'oliviers, a été considéré comme « mesure » de l'état de fonctionnement du couvert. Or le taux de transpiration est issu des mesures de flux de sève. C'est une valeur absolue et elle n'est pas normalisée par rapport aux facteurs abiotiques de contrôle (disponibilité en eau et demande atmosphérique). Pour pallier à ce problème, deux variables issues de la transpiration ont été utilisées : l'indice du stress hydrique (ITP) et le rapport entre la transpiration et la quantité en eau utile. L'ITP dépend d'un modèle empirique de transpiration potentielle (une résistance stomatique du couvert fonction du LAI, très dépendante des conditions météorologiques) alors que T_r/PAW ne dépend pas du VPD.

L'objectif était de mettre en évidence une possible priorité des facteurs, en l'occurrence, de la quantité d'eau utile dans la zone d'enracinement (40 cm), sur le fonctionnement hydrique de l'olivier et donc de son état hydrique. Aucune relation claire et significative avec le PRI et T_v-T_a n'a pu être mise en évidence avec les deux indicateurs ITP et Tr/PAW . Ce résultat est cohérent avec ceux du chapitre III qui montre que 40 cm est une profondeur peu représentative de la réserve en eau surtout durant l'année humide 2014 où une recharge des horizons profonds a eu lieu. La piste la plus immédiate d'amélioration des résultats quel que soit le domaine spectral concerne le calcul de la transpiration potentielle, basée sur un modèle mécaniste type SVAT (voir chapitre V) utilisée pour déterminer l'indice de stress hydrique ITP.

De manière plus prospective, une meilleure caractérisation du statut hydrique des arbres à haute fréquence temporelle va être envisagée sur le nouveau site instrumenté par la mesure de turgescence des feuilles à l'aide de sondes ZIM. Ces capteurs développés par Zimmermann et al. (2008) permettent de mesurer en temps réel, en continu et de façon non-invasive, la contrainte hydrique à laquelle l'arbre est soumis. En 2016, des essais préliminaires ont été déjà réalisés en 2016. 4 capteurs Zim par arbre ont été mis en place sur 2 feuilles au soleil et 2 feuilles à l'ombre (2 orientés Nord et 2 orientés sud). Bien que prometteurs, les résultats n'ont été obtenus que sur de très courtes périodes et le jeu de données est insuffisant pour fournir des conclusions claires. Le futur site de Taous permettra de mener des essais plus élaborés de mesure de turgescence et sur des périodes plus longues. Ils permettront, en complément des mesures de transpiration, de suivre finement en termes de processus et de fréquence temporelle, l'état hydrique des arbres.

Ces acquisitions seront alors utilisées pour améliorer la définition de la transpiration potentielle et seront directement confrontées aux observations par proxidtection dans les mêmes domaines spectraux (visible, IRT) en ajoutant l'étude de SIF (Sun-Induced Fluorescence) dans le contexte de la future mission FLEX⁵.

⁵ Fluorescence Explorer: est un satellite d'observation de la planète Terre et qui fait partie du programme Living Planet de l'ESA. Ce satellite va travailler en synergie avec Sentinel-3 et va être équipé d'un spectromètre imageur. Le satellite FLEX a pour objectif de produire une carte globale des spectres d'émissions de la lumière fluorescente par la végétation pour estimer son activité photosynthétique.

Références

- Allen, R.G., Smith, M., Pereira, L.S., Perrier, A., 1994. An update for the calculation of reference evapotranspiration. *ICID Bull.* 43, 35–92.
- Baldini, E., Facini, O., Nerozzi, F., Rossi, F., Rotondi, A., 1997. Leaf characteristics and optical properties of different woody species. *Trees* 12, 73. doi:10.1007/s004680050124
- Baldy, C., Baret, F., Trigui, A., BARET Ahmed TRIGUI, F., 1986. Analyse des comportements spectraux dans l'olivette de Sfax (Tunisie), EDP Sciences.
- Barton, C.V., North, P.R., 2001. Remote sensing of canopy light use efficiency using the photochemical reflectance index: Model and sensitivity analysis. *Remote Sens. Environ.* 78, 264–273. doi:10.1016/S0034-4257(01)00224-3
- Black, S.C., Guo, X., 2008. Estimation of grassland CO₂ exchange rates using hyperspectral remote sensing techniques. *Int. J. Remote Sens.* 29, 145–155. doi:10.1080/01431160701253220
- Chebbi, W., Boulet, G., Le Dantec, V., Lili Chabaane, Z., Fanise, P., Mougenot, B., Ayari, H., 2018. Analysis of evapotranspiration components of a rainfed olive orchard during three contrasting years in a semi-arid climate. *Agric. For. Meteorol.* 256–257, 159–178. doi:10.1016/J.AGRFORMET.2018.02.020
- Cohen, Y., 1991. Determination of orchard water requirement by a combined trunk sap flow and meteorological approach. *Irrig. Sci.* 12, 93–98. doi:10.1007/BF00190016
- Drolet, G.G., Huemmrich, K.F., Hall, F.G., Middleton, E.M., Black, T.A., Barr, A.G., Margolis, H.A., 2005. A MODIS-derived photochemical reflectance index to detect inter-annual variations in the photosynthetic light-use efficiency of a boreal deciduous forest. *Remote Sens. Environ.* 98, 212–224. doi:10.1016/J.RSE.2005.07.006
- Feret, J.-B., François, C., Asner, G.P., Gitelson, A.A., Martin, R.E., Bidet, L.P.R., Ustin, S.L., le Maire, G., Jacquemoud, S., 2008. PROSPECT-4 and 5: Advances in the leaf optical properties model separating photosynthetic pigments. *Remote Sens. Environ.* 112, 3030–3043. doi:10.1016/J.RSE.2008.02.012
- Gamon, J.A., Berry, J.A., 2012. Facultative and constitutive pigment effects on the Photochemical Reflectance Index (PRI) in sun and shade conifer needles. *Isr. J. Plant Sci.* 60, 85–95. doi:10.1560/IJPS.60.1-2.85
- Gamon, J.A., Serrano, L., Surfus, J.S., 1997. The photochemical reflectance index: an optical indicator of photosynthetic radiation use efficiency across species, functional types, and nutrient levels. *Oecologia* 112, 492–501.
- Gamon, J.A., Surfus, J.S., 1999. Assessing leaf pigment content and activity with a reflectometer. *New Phytol.* 143, 105–117. doi:10.1046/j.1469-8137.1999.00424.x
- Gastellu-Etchegorry, J.P., Demarez, V., Pinel, V., Zagolski, F., 1996. Modeling radiative transfer in heterogeneous 3-D vegetation canopies. *Remote Sens. Environ.* 58, 131–156. doi:10.1016/0034-4257(95)00253-7
- Hilker, T., Gitelson, A., Coops, N.C., Hall, F.G., Black, T.A., 2011. Tracking plant physiological properties from multi-angular tower-based remote sensing. *Oecologia* 165, 865–876. doi:10.1007/s00442-010-1901-0
- Hmimina, G., Dufrene, E., Soudani, K., 2014. Relationship between photochemical reflectance index and leaf ecophysiological and biochemical parameters under two different water statuses: towards a rapid and efficient correction method using real-time measurements. *Plant. Cell Environ.* 37, 473–487. doi:10.1111/pce.12171
- Inoue, Y., Peñuelas, J., 2006. Relationship between light use efficiency and photochemical reflectance index in soybean leaves as affected by soil water content. *Int. J. Remote Sens.* 27, 5109–5114. doi:10.1080/01431160500373039
- Kováč, D., Veselovská, P., Klem, K., Večeřová, K., Ač, A., Peñuelas, J., Urban, O., Kováč, D., Veselovská, P., Klem, K., Večeřová, K., Ač, A., Peñuelas, J., Urban, O., 2018. Potential of Photochemical Reflectance Index for Indicating Photochemistry and Light Use Efficiency in Leaves of European Beech and Norway Spruce Trees. *Remote Sens.* 10, 1202. doi:10.3390/rs10081202

- Li, Z., Yu, G., Xiao, X., Li, Y., Zhao, X., Ren, C., Zhang, L., Fu, Y., 2007. Modeling gross primary production of alpine ecosystems in the Tibetan Plateau using MODIS images and climate data. *Remote Sens. Environ.* 107, 510–519. doi:10.1016/J.RSE.2006.10.003
- Liu, L., Zhang, Y., Jiao, Q., Peng, D., 2013. Assessing photosynthetic light-use efficiency using a solar-induced chlorophyll fluorescence and photochemical reflectance index. *Int. J. Remote Sens.* 34, 4264–4280. doi:10.1080/01431161.2013.775533
- Magney, T.S., Vierling, L.A., Eitel, J.U.H., Huggins, D.R., Garrity, S.R., 2016a. Response of high frequency Photochemical Reflectance Index (PRI) measurements to environmental conditions in wheat. *Remote Sens. Environ.* 173, 84–97. doi:10.1016/J.RSE.2015.11.013
- Magney, T.S., Vierling, L.A., Eitel, J.U.H., Huggins, D.R., Garrity, S.R., 2016b. Response of high frequency Photochemical Reflectance Index (PRI) measurements to environmental conditions in wheat. *Remote Sens. Environ.* 173, 84–97. doi:10.1016/J.RSE.2015.11.013
- Mezghani, M.A., Sahli, A., Jebari, A., 2006. Analyse et modélisation de la croissance végétative chez l’olivier (*Olea europaea* L.) en conditions pluviales. *fruits* 62, 45–56. doi:10.1051/fruits:2006048
- Naumann, J.C., Young, D.R., Anderson, J.E., 2008. Leaf chlorophyll fluorescence, reflectance, and physiological response to freshwater and saltwater flooding in the evergreen shrub, *Myrica cerifera*. *Environ. Exp. Bot.* 63, 402–409. doi:10.1016/J.ENVEXPBOT.2007.12.008
- Nichol, C.J., Rascher, U., Matsubara, S., Osmond, B., 2006. Assessing photosynthetic efficiency in an experimental mangrove canopy using remote sensing and chlorophyll fluorescence. *Trees* 20, 9–15. doi:10.1007/s00468-005-0005-7
- Porcar-Castell, A., José, •, Garcia-Plazaola, I., Nichol, C.J., Kolari, P., Be n At Olascoaga, •, Kuusinen, N., Fernández-Marín, B., Pulkkinen, M., Juurola, E., Nikinmaa, E., 2012. physiology of the seasonal relationship between the photochemical reflectance index and photosynthetic light use efficiency. *Oecologia* 170, 313–323. doi:10.1007/s00442-012-2317-9
- Rallo, G., Minacapilli, M., Ciraolo, G., 2014. Detecting crop water status in mature olive groves using vegetation spectral measurements. *Biosyst. Eng.* 128, 52–68. doi:10.1016/J.BIOSYSTEMSENG.2014.08.012
- Ripullone, F., Rivelli, A.R., Baraldi, R., Guarini, R., Guerrieri, R., Magnani, F., Peñuelas, J., Raddi, S., Borghetti, M., 2011. Effectiveness of the photochemical reflectance index to track photosynthetic activity over a range of forest tree species and plant water statuses. *Funct. Plant Biol.* 38, 177. doi:10.1071/FP10078
- Rossini, M., Meroni, M., Migliavacca, M., Manca, G., Cogliati, S., Busetto, L., Picchi, V., Cescatti, A., Seufert, G., Colombo, R., 2010. High resolution field spectroscopy measurements for estimating gross ecosystem production in a rice field. *Agric. For. Meteorol.* 150, 1283–1296. doi:10.1016/J.AGRFORMET.2010.05.011
- Serrano, L., Peñuelas, J., 2005. Assessing forest structure and function from spectral transmittance measurements: a case study in a Mediterranean holm oak forest. *Tree Physiol.* 25, 67–74.
- Shuren, C., Jing, M.C., Hua, Y., Bin, C., Xiuying, Z., Holly, C., Shoaib, K., Meng, L., Qin, S., 2017. Canopy-Level Photochemical Reflectance Index from Hyperspectral Remote Sensing and Leaf-Level Non-Photochemical Quenching as Early Indicators of Water Stress in Maize. *Remote Sens.* 9, 1–17.
- Sims, D.A., Gamon, J.A., 2002. Relationships between leaf pigment content and spectral reflectance across a wide range of species, leaf structures and developmental stages. *Remote Sens. Environ.* 81, 337–354. doi:10.1016/S0034-4257(02)00010-X
- Soudani, K., Hmimina, G., Duf r ne, E., Berveiller, D., Delpierre, N., Ourcival, J.-M., Rambal, S., Joffre, R., 2014. Relationships between photochemical reflectance index and light-use efficiency in deciduous and evergreen broadleaf forests. *Remote Sens. Environ.* 144, 73–84. doi:10.1016/j.rse.2014.01.017
- Stylinski, C., Gamon, J., Oechel, W., 2002. Seasonal patterns of reflectance indices, carotenoid pigments and photosynthesis of evergreen chaparral species. *Oecologia* 131, 366–374. doi:10.1007/s00442-002-0905-9
- Suárez, L., Zarco-Tejada, P.J., Sepulcre-Cantó, G., Pérez-Priego, O., Miller, J.R., Jiménez-Muñoz, J.C., Sobrino, J., 2008. Assessing canopy PRI for water stress detection with diurnal airborne imagery. *Remote Sens. Environ.* 112, 560–575. doi:10.1016/j.rse.2007.05.009

- Touhami, N., 2014. Simulation du bilan radiatif d'un couvert d'oliviers en pluvial à l'aide d'un modèle de transfert radiatif 3D (DART).
- Tucker, C.J., Garratt, M.W., 1977. Leaf optical system modeled as a stochastic process. *Appl. Opt.* 16, 635. doi:10.1364/AO.16.000635
- Wong, C.Y.S., Gamon, J.A., 2015. Three causes of variation in the photochemical reflectance index (PRI) in evergreen conifers. *New Phytol.* 206, 187–195. doi:10.1111/nph.13159
- Zarco-Tejada, P., Sepulcre-Cant , G., 2007. REMOTE SENSING OF VEGETATION BIOPHYSICAL PARAMETERS FOR DETECTING STRESS CONDITION AND LAND COVER CHANGES, Saturada del.
- Zimmermann, D., Reuss, R., Westhoff, M., Gessner, P., Bauer, W., Bamberg, E., Bentrup, F.-W., Zimmermann, U., 2008. A novel, non-invasive, online-monitoring, versatile and easy plant-based probe for measuring leaf water status. *J. Exp. Bot.* 59, 3157–3167. doi:10.1093/jxb/ern171

Chapitre V : Modélisation des transferts hydrique et énergétique au sein de l'oliveraie

V	Chapitre V: Modélisation des transferts hydrique et énergétique au sein de l'oliveraie	156
V.1	Introduction.....	157
V.2	Article:” Modelling of water and energy exchanges over rainfed olive orchards in semi-arid areas.”.....	159
V.3	Conclusion partielle et synthèse.....	185

V.1 Introduction

Pour prédire la réponse des systèmes d'olivieraie pluviale aux conditions extrêmes de sécheresse et aider à la gestion quant à leur avenir, nous avons besoin d'un modèle d'échanges sol-plante-atmosphère adapté dans l'optique d'acquérir une vision mécaniste des processus thermo-hydriques. Sur le site de Nasrallah, le dispositif expérimental mis en place, décrit de façon détaillée dans le chapitre II, nous fournit une base de données assez complète qui peut être utile pour la validation et la calibration de ces modèles.

Les modèles disponibles actuellement vont du simple au complexe, du mono-source au multi-sources (interfaces sol-plante-atmosphère) et du monocouche au multicouche (transferts dans le sol), en fonction des objectifs de l'étude, des caractéristiques spécifiques du site et de l'échelle spatiotemporelle (voir paragraphe I.3). Dans ce milieu semi-aride caractérisé par la forte variabilité dans le temps et dans l'espace des transferts hydrique et énergétique, un pas de temps assez fin pour suivre les processus thermo-hydrique est nécessaire. L'échelle spatiale est d'autant plus difficile à sélectionner car le système est constitué de larges surfaces de sol nu et d'arbres qui bien qu'ayant une très faible fraction de couverture au Nadir (7 %) contribuent largement au flux globaux en raison d'un système racinaire étendu et d'une couronne haute et dense. Ces caractéristiques compliquent la distinction des flux provenant de la végétation et qui intéressent particulièrement les agronomes. Cette adéquation des échelles spatiotemporelles au domaine d'étude ainsi que les différentes techniques d'agrégation/désagrégation des flux de surface ont été discutés plus profondément dans Boulet (1999). L'éparsité du couvert d'oliviers pose la problématique du choix d'un schéma de surface adéquat. Deux possibilités de représenter ces arbres isolés épars sont disponibles : 1/ une configuration découplée où un bilan d'énergie pour le sol nu et un autre pour la végétation sont résolus séparément ; aucune interaction aux interfaces sol-plante-atmosphère n'existe et chaque composante reçoit tout le rayonnement incident. Au final, les flux simulés sont obtenus par moyenne des flux élémentaires pondérés par leur fraction de couverture, ou 2/une configuration couplée où les deux sources sont superposées et interagissent et où tous les paramètres de surface sont globalisés. La végétation est semi-opaque et le rayonnement est partagé entre le sol et la végétation en fonction de la densité de la végétation. Un seul réservoir de sol contrôle la compétition entre l'évaporation du sol nu et l'extraction racinaire de l'olivier. Dans la littérature, plusieurs auteurs ont comparé l'apport de ces deux configurations (Lhomme and Chehbouni, 1999). Boulet (1999) a même proposé un indice d'éparsité et a défini un seuil pour choisir une configuration au dépend d'une autre mais le choix reste critique et spécifique à chaque type de couvert, à son niveau de complexité, au nombre de composantes etc.

Nous allons maintenant présenter les résultats d'utilisation de ces outils de modélisation pour appréhender les problèmes d'hétérogénéité. L'objectif de ce chapitre est d'évaluer la potentialité d'un modèle SVAT communautaire à l'aide de séries complètes de mesures météorologiques acquises durant trois années contrastées. Il s'agit tout d'abord d'évaluer plusieurs types de paramétrisations de l'hétérogénéité de la couverture végétale, et plus spécifiquement du caractère épars de celle-ci. Les deux configurations citées ci-dessus ont été initialement appliquées sans aucune calibration et en utilisant les paramètres issus des observations et de la littérature. Une confrontation des données observées en milieu contrôlé aux résultats de modèles physiques

déterministes a été faite pour tester la cohérence entre les processus thermo-hydrique mesurés et leurs représentations physiques. Ensuite, pour s'affranchir des écarts importants identifiés tout en gardant ce même modèle, une sélection très rigoureuse des paramètres qui peuvent améliorer les résultats a été effectuée. Ces paramètres ont été par la suite ajustés pour simuler la variabilité interannuelle de l'utilisation de l'eau par la plante et pour obtenir une estimation fiable de la contribution du sol nu et de la végétation séparément. Enfin, nous avons entamé une discussion des modifications apportées aux paramètres et avons proposé des voies d'amélioration des SVAT qui visent à les adapter à l'éparsité et la structure complexe de ces couverts spécifiques pour définir les conditions assurant une application réussie. Cette partie a été valorisée par l'article soumis: Modelling of water and energy exchanges over rainfed olive orchards in semi-arid areas.

V.2 Article:” Modelling of water and energy exchanges over rainfed olive orchards in semi-arid areas.”

Modelling of water and energy exchanges over rainfed olive orchards in semi-arid areas.

Chebbi Wafa ^{1,2}, Rivalland Vincent ², Fanise Pascal², Boone Aaron ³, Jarlan Lionel ², Hechmi Chehab ⁴, Lili Chabaane Zohra ¹, Le Dantec Valérie ², Gilles Boulet ²

¹ Université de Carthage/INAT/LR GREEN-TEAM, 43 avenue Charles Nicole, Tunis 1082, Tunisie

² CESBIO, Université de Toulouse, CNES/CNRS/INRA/IRD/UPS, Toulouse, France

³ Centre National de Recherches Météorologiques, Toulouse, France

⁴ l'institut de l'olivier, Unité spécialisée de Sousse, Rue Ibn Khaldoun, Sousse 4061, Tunisie

* Correspondence: chebbiwafa@outlook.fr; Tel.: +21628003882

Abstract: In the Mediterranean basin, olive orchards have occupied a large fraction of agricultural lands due to its suitability to hard conditions mainly drought. Since most modeling tools to simulate vegetation functioning are not meant to represent very sparse crops (i.e., rainfed olive trees have a vegetation fraction cover ranging from 2 to 15 %), computing the water needs and the vulnerability to drought of an olive orchard is a challenge. There is indeed a very high contribution of the bare soil signal to the whole fluxes, and it is difficult to decipher the contribution of the tree from that of the whole surface. In this context, in an attempt to study the olive tree hydrological functioning at field scale, an experimental site was setup and a Soil-Vegetation-Atmosphere (SVAT) model has been applied. Firstly, two ways to represent the orchard soil-plant-atmosphere interactions were assessed using the same parameters after being derived from both the literature and ground measurements: a fully coupled (single patch) or a fully uncoupled (two patches) system. Secondly, before evaluating the performance of the model to generate the evapotranspiration partitioning, the in-situ measurements of the energy and the water budget components were compared to the models outputs over three contrasted years with a half-hourly time step. Neither the Beer-Lambert law (1 patch) simulation nor its translation to the vegetation fractional cover (clump LAI) for the 2 patch configuration was relevant to reproduce the leaf surface that transpires. On account of the independent characteristics of the soil columns in the assumption of the 2 patch version, the bare soil column shows a deficiency in the root and the topsoil root extraction is not accounted for. Within this light, we deduced that we cannot reproduce the soil evaporation in this configuration. Finally, to address these issues and to improve the estimate of the year-to-year variability of both the olive tree transpiration and the bare soil evaporation, we proposed guidance on how SVAT model can be modified to become more appropriate to sparse vegetation hydrological functioning.

Keywords: SVAT; SURFEX ISBA; MEB; olive orchard; sparse; energy and water budgets

1. Introduction

Under semi-arid conditions that are typical to the Mediterranean basin, the rainfed olive trees (*Olea europaea*) are largely planted with traditional management practices that consist in decreasing the planting density to improve the soil volume explored by the roots (Connor et al., 2014). The lower the rainfall is, the higher the distance between the trees will be. Although these ecosystems, especially those with low planting densities, are supposed to be appropriate to the semi-arid climate through its adaptive mechanisms (Fernández and Moreno,

1999; Sofu, 2011), this region is highly affected by the climate change. In addition, it is reflected in a lengthening of dry periods by 2020 and 2050 (Nasr et al., 2008) and a rise in their frequency of occurrence (Mougou et al., 2011). Consequently, this expected higher frequency of droughts may reduce sharply the olive tree yield (Ozdemir, 2016) and may even damage irreversibly its tissues (Shaheen et al., 2011). (Tanasijevic et al., 2014) study the sensitivity of rainfed olive agro-systems to future climate projections. Their expected results are alarming since these systems will be unviable within the late of 21th century. On account of a decline of 7%–9 % in the annual rainfall by 2030-2050, Ronchail et al. (2014) used a regression model between yields and rainfall to show that yields of olive orchards in Andalusia are projected to lessen by 7 %.

As a response to the predicted recurrent and exceptional drought events, maintaining these trees requires a good knowledge of the various processes occurring at the soil-plant-atmosphere interfaces. Therefore, SVAT models are a good tool to represent the hydrological functioning of these rainfed agrosystems which are closely related to the amount of rainfall and its high spatial variability, with an impact on the convective systems. In addition to their useful function in meteorology applications (climate forecast) in terms of the coupling with the atmosphere and the partitioning into latent and heat fluxes (Koster and Suarez, 1994), SVAT models could serve as a basis for later up-scaling purposes (Debruyckere et al., 1997). Through these models, the availability of climatic simulations for the current century paves the way to anticipate and to test the vulnerability of the olive orchard to drought prediction by various future scenarios. An adequate simulation could also help to support farmer decision-making (e.g. supplementary irrigation...). The required SVAT model should be adapted to the woody vascular system of the olive and to their specific geometrics, where a dense mass of leaves is concentrated on a small area. While compared to more homogeneous herbaceous species for which the turbid medium assumption is usually valid, their exchanges at the soil-air-vegetation interface are recognized as complex. In particular, the sparse feature of such orchards must be taken into account, where large bare soil patches interact directly with the atmosphere with only a limited influence of the nearby vegetation.

For this purpose, several models were already implemented to describe the simultaneous occurrence of both evaporation and transpiration. In the traditional approaches, accounting for sparsity in the widely used single source models induced and evoked an average of input parameters. Although this approach shows an efficient performance for partially covered herbaceous surfaces (low Leaf Area Index (LAI)) (Raupach and Finnigan, 1988), it may be deficient in representing sparse orchards where the vegetation is juxtaposed with large unshaded bare soil areas. This means that the integrated functioning is not necessarily the averaged functioning and representing the main heat sources separately becomes mandatory. In the case of a very sparse cover, the use of a single source and an associated single composite radiative temperature is limited by 1) the striking contrast between the bare soil and the canopy temperature response 2) the complex way the available energy is dissipated and partitioned between the sensible and latent heat fluxes. As these models fail to compute mass and energy fluxes over sparse forests, Baldocchi et al. (2000) recommend treating those cover types as a dual source system. Some authors have restricted the composition of the land covers of only two patches juxtaposed side-by-side (one bare is unshaded and the other one is in area of vegetation with the underlying shaded soil) and with little interaction between the two components. Therefore, they proposed to attribute these patches with parameterization classically used to represent the sub-grid variability in land surface models coupled with atmospheric models (such as the Externalized SURFace (SURFEX) platform) (Masson et al., 2013). In fact, the main assumption of those models is to define the sparse vegetated covers as two disconnected sources of vegetation and soil, which are thermally uncoupled and do not exchange water (Kustas and Norman, 1997). In that case, even though there is no radiation exchange between the exposed bare soil patch and the vegetation patch, each one of them

receives the whole incoming radiation and precipitation. After computing the soil water budgets separately, the whole fluxes are determined through weighing the soil and vegetation fluxes by the relative area of each patch. However, the limitation of this configuration consists in calculating apart the two solutions of the soil-plant-atmosphere interface module, which means distinguishing artificially two surface boundary layers. It has been noted that it is not realistic when the two patches are not large enough to define different aerodynamic resistances (Lhomme et al., 2012). The two-source model of Shuttleworth and Wallace (1985) (SW) is another way of describing the soil-vegetation-atmosphere interaction in the case of sparse vegetation area. This latter was considered as a major revolution due to the coupled heat sources of the soil and the vegetation at the aerodynamic level in addition to its chief role as a theoretical basis for several models. In most of the two-source SVAT models (based on the SW parameterization), the vegetation area can be seen as a semi-infinite layer that covers the bare soil to preserve the simple one-dimension representation (Anderson et al., 2005; Boone et al., 2017; Braud et al., 1995; Coudert et al., 2006). Thereupon, the soil is not interacting directly with the atmosphere, which in turn have an impact on the radiation (screening, multiple reflections) and the turbulent heat transfer (sheltering). In accordance with the turbid medium theory (Beer-Lambert law), the incoming energy is often shared between the bare soil and the vegetation through a shielding factor (σ_v) which is expressed as a function of the LAI. Surface water uptake through evaporation and root water uptake impact a single soil moisture profile and the component fluxes are summed. After comparing both surface descriptions (one compartment, also named “series”, and two compartments, i.e. “patch”), Boulet et al. (1999) pointed out that this second configuration better simulates the energy balance for very heterogeneous covers. It also provides especially a more realistic estimate of unshaded soil and vegetation individual skin temperatures and the corresponding shaded soil temperatures. In addition, to help selecting the appropriate configuration, they proposed a sparseness index, which is a function of the tree height and width and the spacing between rows. However, Blyth and Harding (1995) applied both configurations (patch and series) for the tiger bush experimental site during the HAPEX-Sahel experiment in Niger. In the meanwhile, they demonstrated that the horizontal heat transfer between the unshaded bare soil and the vegetation is significant while not being taking into account in the uncoupled configuration. (Lhomme and Chehbouni, 1999) highlighted the differences between the two configurations and clarified the inconsistency in some models describing sparse covers. In terms of convective transfers, because rough elements (olive trees) have an impact on the bare soil turbulent processes and vice versa, they showed that the coupled configuration can be representative. However, the simulation of radiative transfers using Beer-Lambert law performs poorly since the vegetation fail to screen a large fraction of the soil. In this regard, there is no clear-cut recommendation to choose the appropriate configuration for very sparse trees.

To our knowledge, the application of these models to very sparse orchards is poorly documented or covered over only very short periods as no researcher has tried to compare the simulated evapotranspiration and its two components (evaporation and transpiration) with those measured to validate partitioning over long periods. For example, although Verhoef and Allen (2000) tested a four-component SVAT scheme, based on Penman-Monteith description over sparsely vegetated Sahelian savannah, the data required for its evaluation were lacking for some variables such as evapotranspiration components and soil water content (SWC). Similarly, Saux-Picart et al. (2009) built the SETHyS_Savannah SVAT model, over a multi component savannah site in Niger, which has been validated only against the soil temperature and the soil water content. Accordingly, this is also true for Velluet et al. (2014) who studied the water and energy budgets of a rainfed millet crop and fallow bush in the southwest of Niger over a 7-year period. For this site, there were no continuous measurements of the components of the evapotranspiration. For example, to evaluate the evapotranspiration

partition over millet crop, they assumed that the evaporation is negligible during the dry season and the whole flux (ET) is equal to the soil evaporation at the beginning of the wet seasons and before any increase of the LAI.

In this paper, we propose to investigate the potential of a SVAT model, over a sparse orchard with a large exposed bare soil patch, built on a complete data-set of micrometeorological measurements over contrasting years. First, the two extreme of classical configurations (series and patch) are applied using parameters being determined regarding observations and values being taken from the literature without further calibration. The consistency between the physical representation of transfers and what is actually happening was examined through a comparison among the outputs, the observations of the water and the energy budget components at the cover scale and for each component separately. Furthermore, because of some fundamental findings in discrepancies, we opted to select attentively the most relevant parameters before being adjusted without amending the model. The main goals are to track the annual variations of the tree water use and to provide good evapotranspiration partitioning results. Justifications of those changes were discussed. Finally, with respect to the vegetation sparseness and structure, we discussed ways capable of improving the performances of the SVAT scheme as a step towards defining the conditions of a successful application.

2. Materials and Methods

2.1. Study site

The experimental field is a rainfed olive grove in Kairouan, central Tunisia, which is a semi-arid area. Chebbi et al. (2018) provided a detailed description of the site as well as the instrumentation after the data have been published online (Chebbi, 2017). The plants are spaced on a regular grid of 20 m by 20 m (about 25 trees/ha and a fraction vegetation cover of 7 %) and the mean canopy height is maintained at about 5 m. The soil is loamy sand, with an average content of clay, silt and sand of 8 %, 4 % and 88 %, respectively.

The study was conducted during three successive hydrological years from 2013 to 2015 (starting from September to August) at a half-hourly time step. The setup consisted of instrumented towers with adjacent pits, one is close to a tree while the other is over the bare soil at the center of a square delimited by four trees (including the one that is instrumented). Therefore, one tower/pit couple is dedicated to the tree functioning and another is related to the bare soil at the inter-row. For the meteorological data, the air temperature and the relative humidity were sampled above the tree at 9.5 m height and above bare soil at 2.4 m height. Both of the wind speed and the wind direction were measured using a 3D sonic anemometer (Campbell S. CSAT3, USA) in the highest tower and using a wind transducer (Young RM 05103, USA) over the bare soil. The rainfall was collected through a pluviometer (Campbell S. SBS-500, USA).

Within the tree nearing soil and at the inter-row, after inserting temperature probes (Campbell S. TH108, USA) at different depths (2, 5, 15, 30 and 50 cm), the soil temperature was determined. The soil water content was evaluated using soil moisture probes (Delta-T Devices Ltd, ML2X, Cambridge, UK) at the top meter of soil.

For the energy budget components, by computing the four components of the radiation budget, the vegetation net radiation was estimated using NR01 net radiometer (Hukseflux, Delft, the Netherlands) installed above the olive tree. The bare soil net radiation was measured by an NR-Lite Net Radiometer (Kipp and Zonen, Delft, Holland). At the orchard scale, the whole net radiation was obtained by a weighted average of vegetation and bare soil data by their fraction covers. Similarly, the soil heat flux below the tree (i.e., in the shade for the most part of the morning till late in the afternoon) and the soil heat within the unshaded bare soil were determined separately using heat flux plates (Hukseflux HFP01, Delft, the

Netherlands) inserted at a depth of 2 cm. The turbulent heat fluxes were derived from the eddy covariance method and the flux source area contains a mean vegetation fraction of about 7 %. With the aim of partitioning the latent heat flux, the transpiration was measured continuously by inserting TDP50 sensors in the 4 trees surrounding the flux tower. The bare soil evaporation was reconstructed from the observed soil water content at the top 5 cm (see Chebbi et al. (2018) for further details).

The surface temperatures above the vegetation and above the bare soil were derived from thermal radiometer IR120 (Apogee Instruments Inc., Logan, UT, USA) measurements.

2.2. Model description

The ISBA (Interaction Sol-Biosphère-Atmosphère) model is a part of the SURFEX modeling platform (Masson et al., 2013) in which its first version was built by Noilhan and Planton (1989). To compute the water and energy budgets at the soil-plant-atmosphere interface, this model seeks to solve the dynamic equations driving the evolution of the temperature and soil water content profiles in the soil. It is based, to mimic the surface heterogeneity, on the tiling method that consists in dividing the surface area into as many homogenous entities as vegetation types in one grid. The term “patch” is used to designate this sub-grid variability, and each patch is described by a single source approach (i.e., receives the same atmospheric forcing and calculates its output of fluxes separately). Moreover, the output fluxes are aggregated and transferred to the atmosphere meteorological model (such as the Application of Research to Operations at Mesoscale (AROME) model (Seity et al., 2011)). This tile version of ISBA allows to implement easily the uncoupled (patch) configuration with one patch for the fully vegetation cover and another one for the non-shaded bare soil (Figure V. 1b). It is based on the assumption that the turbulent mixing at the plant-atmosphere interface occurs without disturbing the physical processes of the exposed bare soil. The water and heat soil transfers were also computed for each patch separately. To characterize the soil and the vegetation functioning, input parameters are those classically used in most land surface models (LSM) such as the vegetation fraction cover, the canopy height, the minimum stomatal resistance, the LAI, the albedo, the soil hydrodynamic parameters, the soil layer depths, the root fraction for each layer and the aerodynamic roughness. The patch number which corresponds to one of 19 vegetation types proposed in the model version. This vegetation classification is in line with Ecoclimap classification (an available database for ecosystems types that provide a consistent set of land surface parameter) which can be used for a standard application of ISBA. Lately, the model scheme has been adapted to include soil multilayer diffusion (Decharme et al., 2011) in order to represent the heterogeneous vertical distribution. The soil layer number is defined according to the observed soil layer characteristics (hydrodynamic and thermal) and the resolution of the mass-heat equations are computed for each layer. The soil water transfers are controlled through the retention and hydraulic conductivity curves (Noilhan and Planton, 1989). As an attempt to predict the soil hydrodynamic parameters from the soil texture (sand and clay percentage), four empirical pedo-transfer functions are proposed while applying Brooks and Corey (1964) and Van Genuchten (1980) formulations. The added value of the multilayer scheme is the specification of root vertical distribution and the ability to model the strong near-surface gradients of soil moisture and temperature.

For the surface energy budget, the net radiation (R_n), the sensible heat flux (H) and the latent heat flux (LE) are expressed in $W.m^{-2}$ as follows:

$$R_n = R_g(1 - \alpha) + \varepsilon(R_{atm} - \sigma T_s^4) \quad (1)$$

$$H = \rho_a C_p C_H V_a (T_s - T_a) \quad (2)$$

$$LE = L_v (E_g + E_v) \quad (3)$$

$$E_g = (1 - veg)\rho_a C_H V_a [h_u q_{sat}(T_s) - q_a] \quad (4)$$

$$E_v = veg\rho_a C_H V_a h_v [q_{sat}(T_s) - q_a] \quad (5)$$

Where R_g and R_{atm} are the global and the atmospheric radiation respectively, α is the albedo weighted by the vegetation cover (veg), ε is the total surface emissivity weighted by the vegetation cover (veg), σ is the Stefan-Boltzmann constant, T_s is the total surface temperature, ρ_a is the air density, C_p is the air specific heat, V_a is the wind speed, T_a is the air temperature, C_H is the dimensionless drag coefficient, L_v is the latent heat of vaporization, $q_{sat}(T_s)$ is the saturated specific humidity at the temperature T_s , q_a is the atmospheric specific humidity, h_u is the evaporation efficiency which depends on the top soil layer water content, h_v is the Halstead coefficient which is meant to represent both the leaf intercepted water evaporation and the plant transpiration $h_v = (1 - \delta)R_a/(R_a + R_s) + \delta$, R_a is the aerodynamic resistance and R_s is the surface resistance.

The surface resistance that monitors the transpiration is defined by (Jarvis, 1976) and controlled by the minimal stomatal resistance parameter R_{smin} .

The surface heat flux (G) corresponds to the residual term of the energy budget equation and is expressed as following:

$$G = R_n - H - LE \quad (6)$$

The surface temperature, which is associated with the soil temperature at the top soil layer, depends on veg , the surface heat flux and the heat characteristics of the layer below. The thermal gradients at the surface and within the soil are governed by the Fourier law and are written as follows:

$$\frac{dT_s}{dt} = C_T [G - \frac{\bar{\lambda}_1}{\Delta z_1} (T_s - T_2)] \quad (7)$$

$$\frac{dT_i}{dt} = \frac{1}{c_{gi}} \frac{1}{\Delta z_i} [\frac{\bar{\lambda}_{i-1}}{\Delta z_{i-1}} (T_{i-1} - T_i) - \frac{\bar{\lambda}_i}{\Delta z_i} (T_i - T_{i+1})]; \quad i=2\dots n \quad (8)$$

Where $\Delta z'_i = (\Delta z_i + \Delta z_{i+1})/2$ is the layer i depth, Δz_i is the spacing between the nodes of the layers i and $i-1$, C_{gi} is the layer-averaged soil heat capacity, $\bar{\lambda}_i$ is the inverse-weighted arithmetic mean of the soil thermal conductivity at the interface between two consecutive nodes.

For the description of the soil water transfer, the model is based on the Richards equation on its mixed form using both state variables: the soil water content and water pressure head. This equation is applicable independently of the saturation state in addition to its privilege in the modeling of heterogeneous soil property (texture) profile.

By analogy with the thermal gradient resolution, the liquid-vapor exchanges of soil water are written as follows:

$$\frac{dw_1}{dt} = \frac{1}{\Delta z_1} [-\bar{k}_1 \left(\frac{\psi_1 - \psi_2}{\Delta z_1} + 1 \right) - \bar{\vartheta}_1 \left(\frac{\psi_1 - \psi_2}{\Delta z_1} \right) + \frac{S_1}{\rho_w}] \quad (9)$$

$$\frac{dw_i}{dt} = \frac{1}{\Delta z_i} [(F_{i-1} - F_i + \frac{S_i}{\rho_w}) \quad i=2\dots n \quad (10)$$

$$F_i = \bar{k}_i \left(\frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{\Delta z_i} + 1 \right) + \bar{\vartheta}_i \left(\frac{\psi_i - \psi_{i+1}}{\Delta z_i} \right) \quad (11)$$

Where S_i is the soil-water source (infiltration) /sink (soil evaporation and root extraction) term, ψ_i is the soil matric potential, \bar{k}_i is the geometric mean of soil hydraulic conductivity, $\bar{\vartheta}_i$ the geometric means of the isothermal vapor conductivity.

For the 1P configuration (Figure V. 1a), the most relevant difference corresponds to the manner in which the vegetation and the bare soil interactions with the atmosphere are represented. The two sources are fully coupled. The semi-fine layer of vegetation that covered the shaded bare soil controlled the absorbed, the reflected and the transmitted incoming radiation through the shielding factor explained above. The root extraction is then extended to the bare soil fraction and is computed at the surface as well as at depth as a component of the soil water balance

(Boone et al., 2017) developed the dual-source Multi-Energy Budget version (MEB). The distinctive features of this version are the use of the multi-layer solar radiation transfer scheme and the resolution of multiple energy budgets at the surface of one patch, which are coupled with each other and with the atmosphere. The energy budgets at the surface are expressed as prognostic equations governing the dynamics of the bulk vegetation canopy T_v , for ice and snow free conditions.

$$C_v \frac{\partial T_v}{\partial t} = R_{nv} - H_v - LE_v \quad (12)$$

$$C_{g,1} \frac{\partial T_{g,1}}{\partial t} = R_{ng} - H_g - LE_g - G_{g,1} \quad (13)$$

Where $T_{g,1}$ is the uppermost surface soil temperature, L_f is the latent heat of fusion ($J.kg^{-1}$). g refers to the ground, v to the vegetation and c to the interface between the canopy air space and the vegetation.

For the water budget for the uppermost soil layer, the equation is:

$$\rho_w \Delta z_{g,1} \frac{\partial w_{g,1}}{\partial t} = P_r - P_{rv} - D_{rv} - E_g - R_0 - F_{g,1} \quad (14)$$

Where $w_{g,1}$ is the uppermost soil water content layer, $P_r - P_{rv}$ is the remaining rainfall after interception, F is the soil water vertical flux, E_g is the ground evaporation, R_0 is the surface runoff and D_{rv} is the canopy drip of liquid water.

The different fluxes are expressed as a function of resistances ($R_a = \frac{1}{V_a C_H}$) in $s.m^{-1}$ instead of the dimensionless heat and mass exchange coefficient (C_H). The resistances represent the water extraction efficiency at the soil-plant-atmosphere interfaces.

The sensible heat fluxes are defined as follows:

$$H_v = \rho_a \frac{(T_v - T_c)}{R_{av-c}} \quad (15)$$

$$H_g = \rho_a \frac{(T_g - T_c)}{R_{ag-c}} \quad (16)$$

$$H_c = \rho_a \frac{(T_c - T_a)}{R_{ac-c}} \quad (17)$$

Where ρ_a is the lowest atmospheric layer average air density, T_c is the specific temperature of the canopy air space.

Though the sensible heat fluxes (i.e. the H variables) that are expressed in terms of temperature herein for simplicity, thermodynamic variables such as potential temperature or dry static energy are used in the actual model computations (see Boone et al. (2017))

Similarly, the three water vapor fluxes are determined as:

$$E_v = \rho_a h_{sv} \frac{(q_{satv} - q_c)}{R_{av-c}} \quad (18)$$

$$E_g = \rho_a \frac{(q_g - q_c)}{R_{ag-c}} \quad (19)$$

$$E_c = \rho_a \frac{(q_c - q_a)}{R_{ac-a}} \quad (20)$$

Where q_c is the specific humidity of the canopy air space and h_{sv} is the leading coefficient for the canopy evapotranspiration simplified to the Halstead coefficient.

The radiative transfer is based of the Beer-Lambert law and the heat conduction fluxes are defined in ISBA-MEB and for ISBA referring to Eq. 6, Eq. 7 and Eq. 8. In ISBA, T_s represents the mixed surface temperature (soil and vegetation) and the thermal inertia coefficient (C_T) is used. In MEB, despite $T_{g,1}$ equivalence to T_s , it only have a conformity with the temperature of the bare soil. We also tend to choose the effective heat capacity ($Cg=I/C_T$) in this version.

Both of the heat capacities C and the thermal conductivities λ are functions of the organic content and the texture of the soil.

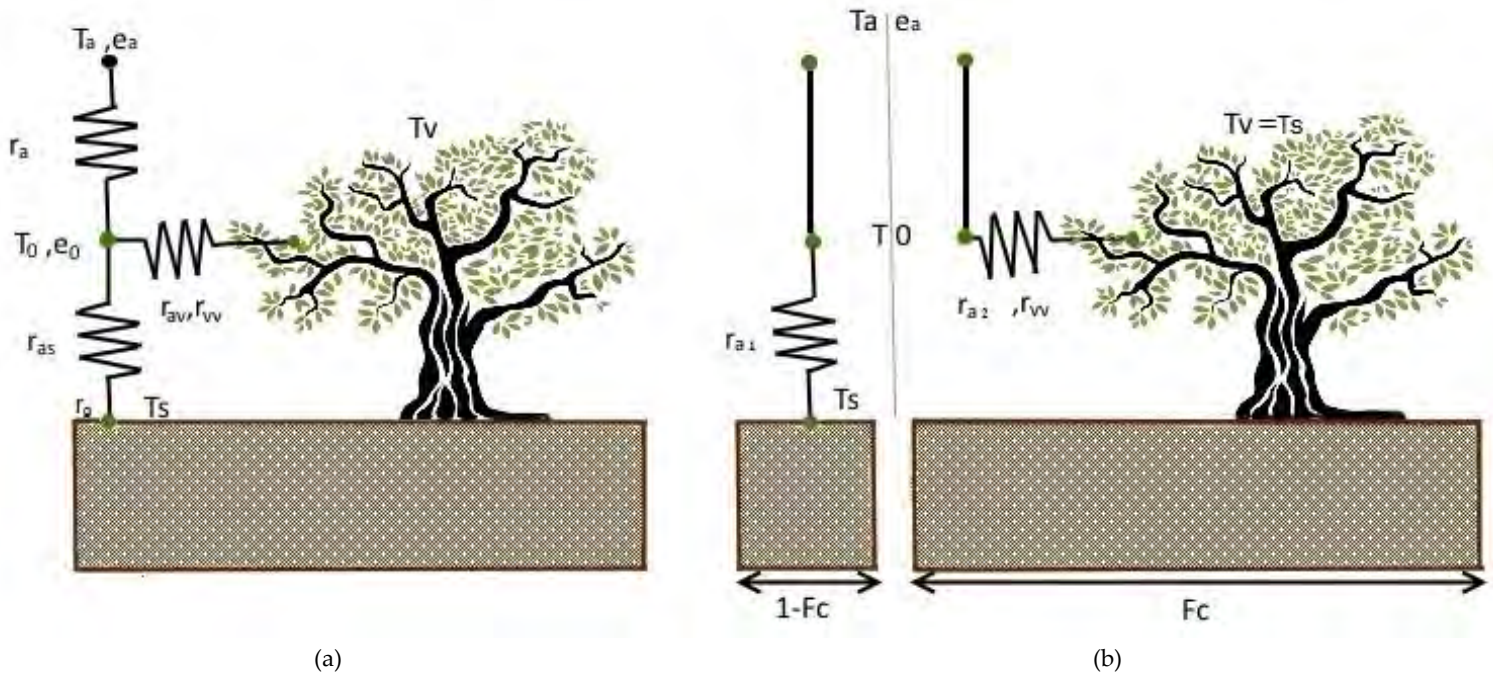


Figure V. 1: The 1P (a) and 2P (b) configurations

On account of its ability to test the two configurations (coupled and uncoupled) and the different schemes to represent the soil water transfer within the soil (i.e. the force restore and the diffusive soil transfers), this model was being chosen. In addition, the ISBA model was applied by a large of communities on a global scale and over various covers. Consequently, this study is in accordance with the parameterization improvement of ISBA within this particular context of sparse canopies in semi-arid areas.

2.3. The model parametrization

For the rest of the paper, while the coupled/series configuration is referred to as “1P”, the uncoupled/patch configuration with its bare soil patch and vegetation patch are referred to as “2P”, “2P-BG” and “2P-VEG”, respectively. The model inputs for the two configurations are displayed on table V. 1, in which the ground measurements are the main source of the model inputs. The forcing data (the global and the atmospheric radiation, the humidity and the temperature of the air, the speed and the direction of the wind, the atmospheric pressure and the rain) are determined in-situ.

Table V. 1: The initial SVAT input parameters

Parameter	Value	Source
Layers number	6	Observations
Layer depth	0.075;0.225;0.4;0.75;1;2 m	-
Soil depth	2 m	Observations
water content at saturation	0.35	Observations
Field capacity	0.15	Observations
Wilting point	0.05	Observations
Soil albedo	0.32	Observations
Vegetation albedo	0.28	Observations
Soil emissivity	0.96	Literature (Rubio et al., 1997)
Vegetation emissivity	0.98	Literature (Rubio et al., 1997) /default value
Z_0	0.52 m for 1P 0.02 for 2P-BG 0.73 for 2P-VEG	Estimated according to (Raupach, 1992) modified by (Verhoef, 1995) Literature (Garratt, 1994)
Z_{om}/Z_{oh}	50	Default value
veg	0.07	Observations
LAI	3.2 m ² /m ² of soil	Observations
Tree height	5.67 m	Observations
Minimum stomatal resistance	160 m/s	Literature (Dbara et al., 2016) /default value
Root fraction	9;20;18;13;8;40 %	Observations to a depth of 0.6 m and extrapolation to 2 m depth based on literature (Moreno et al., 1996)

For the soil discretization, the layers number and depth were defined in agreement with the heat and water measurement depths. The vertical soil texture was informed for all layers according to observations (Table V. 2).

Table V. 2: The measured soil texture between 0 and 1m depth

depth (m)	Sand (%)	Clay (%)	Silt (%)
0	88.2	8	3.8
0.1	88.2	8	3.8
0.2	88.2	8.5	3.3
0.4	81.1	14.5	4.4
0.6	79.9	13.9	6.2
0.8	80.7	13.6	5.7
1	88.2	7.3	4.5
1.6	88.2	7.3	4.5

While all the other parameters remain equal, the LAI (Leaf Area Index) is the parameter that varies between both simulations. For 2P simulation, we consider the LAI on the vegetated path ($veg=1$) which is computed as the ratio between the leaf area and the area of the soil below the tree (also named “clump LAI”). However, for the 1P configuration, the LAI includes the area of soil which is not covered by vegetation and is expressed as:

$$LAI=veg \times CLAI+(1-veg) \times 0 \quad (21)$$

Where the CLAI is the clump LAI and is thus equal to LAI/veg.

In addition, due to the presence of the vegetation (i.e. rough elements on a smoother substrate), the roughness of the bare soil in the coupled configuration needs an adjustment to represent the extra shear stress. Therefore, Raupach (1992) proposed a method for calculating the effective roughness and displacement height of a set of scattered rough elements (made up

of isolated obstacles such as trees, shrubs, etc.). This method assimilates the rough elements to cylinders of known width and height compatible to the height of vegetation and located on average at a defined distance from each other.

3. Results

3.1. The soil moisture and the soil temperature for different depths

In this section, after being derived from the two configurations of the model (1P and 2P) without calibration (using the parameter as described in table V. 1), the results of the water and temperature within soil at 5, 15, 30 and 50 cm depths are compared with the observations for the period between May 2012 and October 2015. Table V. 3 illustrates the scores between the observed soil temperature (1/measured at the two pits and weighted by the vegetation fraction cover, 2/ the shaded soil temperature measured at the pit near the tree and 3/ the unshaded bare soil temperature measurements sampled at the inter-row) and the modeled soil temperatures (1/derived from the 1P configuration in the first column, 2/derived from the vegetation patch outputs (2P-VEG) and 3/ derived from the bare soil patch outputs (2P-BG)), respectively.

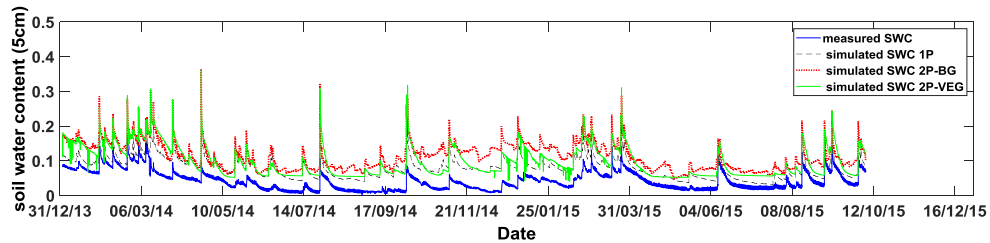
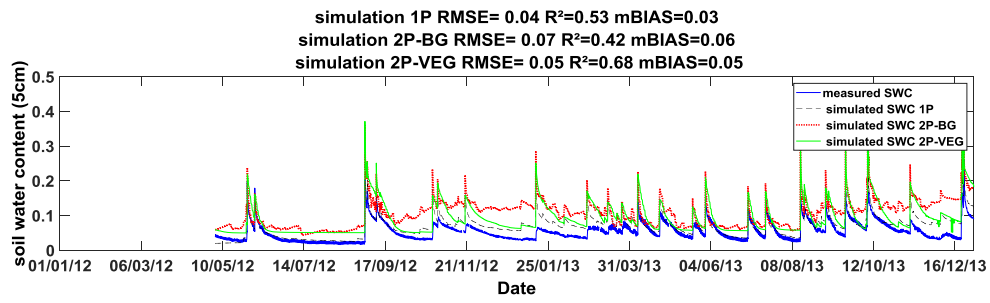
The mid soil layer nodes correspond to the measurement depths. The related statistical scores such as the Root Mean Square Error (RMSE), the coefficient of determination (R^2) and the mean bias (mBIAS) were provided for each case.

Table V. 3: The soil temperature derived from the two configurations and their relative scores. VEG is for the vegetation patch and BG is for the bare ground patch

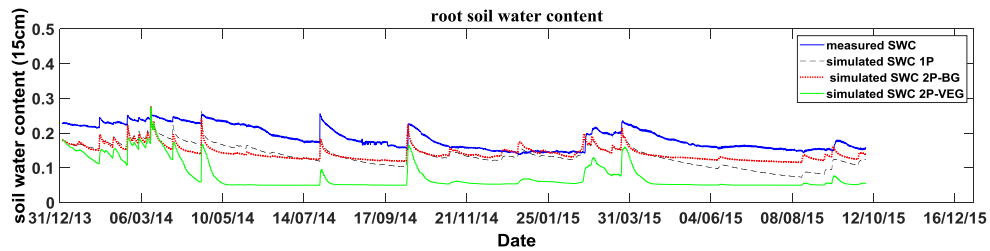
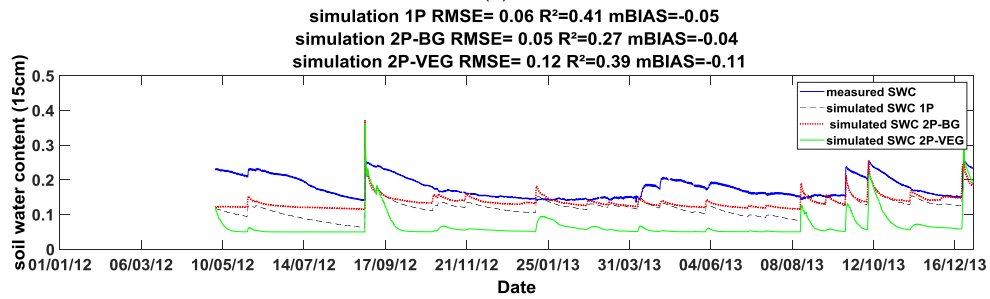
Simulation	1P			2P-VEG			2P-BG		
	RMSE	R^2	mBIAS	RMSE	R^2	mBIAS	RMSE	R^2	mBIAS
Depth									
5 cm	4.14	0.87	-0.01	5.69	0.81	-2.09	4.64	0.87	0.64
15 cm	1.12	0.98	-0.05	3.25	0.92	-2.12	2.12	0.97	0.77
30 cm	1.02	0.98	0.05	2.58	0.97	-2.06	2.34	0.97	0.92
50 cm	0.89	0.98	0.08	2.78	0.98	-2.17	2.68	0.97	1.02

The seasonal cycle is well reproduced by the two simulations of the model (not shown). We can note that the best scores were found for the 1P for the surface and the deep soil temperatures. The soil temperature RMSE at 5 cm depth was about 4.14 °C, 4.64 °C and 5.69 °C for the mixed patch, the bare soil patch and the vegetation patch, respectively. These differences can be explained by the model parameterization of the thermal conductivity and the heat capacity among other factors.

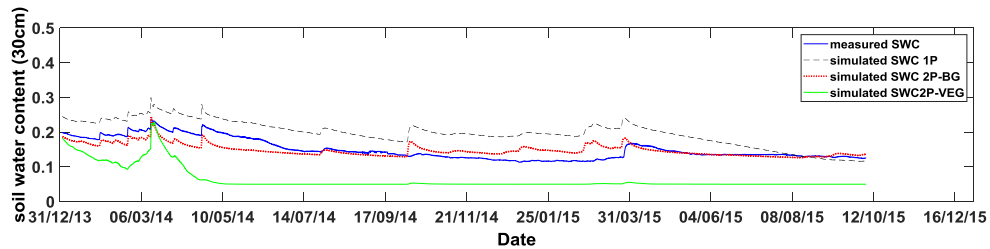
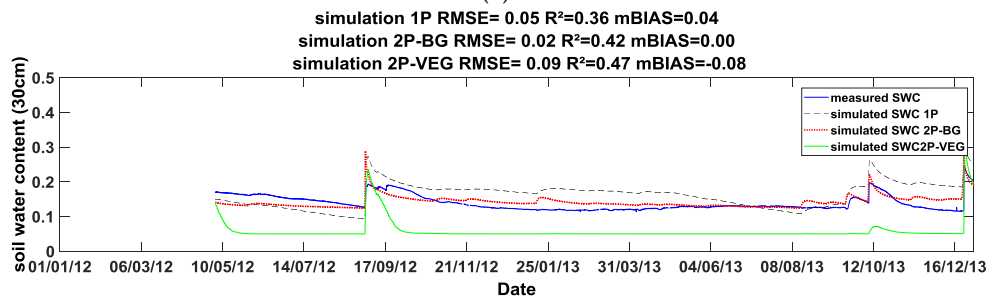
Along with the heat transfer within the soil, the modeled soil water content was checked. A comparison between the time series of the observed and simulated soil water content profiles from 2012 to 2015 at a 30 min time step was carried out. Despite being measured independently, the observed soil water contents at the bare soil and near the trunk, dynamics were very similar as a proof of the extension of the root system to the bare soil fraction. Thereupon, after weighting the mass of the measured soil water contents (below the tree and at the inter-row) by their related fraction cover, it was compared to the simulated SWC of the vegetation patch, the bare soil patch and the mixed patch. Figure V. 2 shows the SWC dynamics for each case at different soil depths (5, 15, 30, 50 cm). Their related statistical scores are displayed for each figure and for each depth. The soil profile is divided into six horizons. For the five top soil layers, the mid-soil layer node corresponds to the measurement depths. There is no measurement below 1 meter depth.



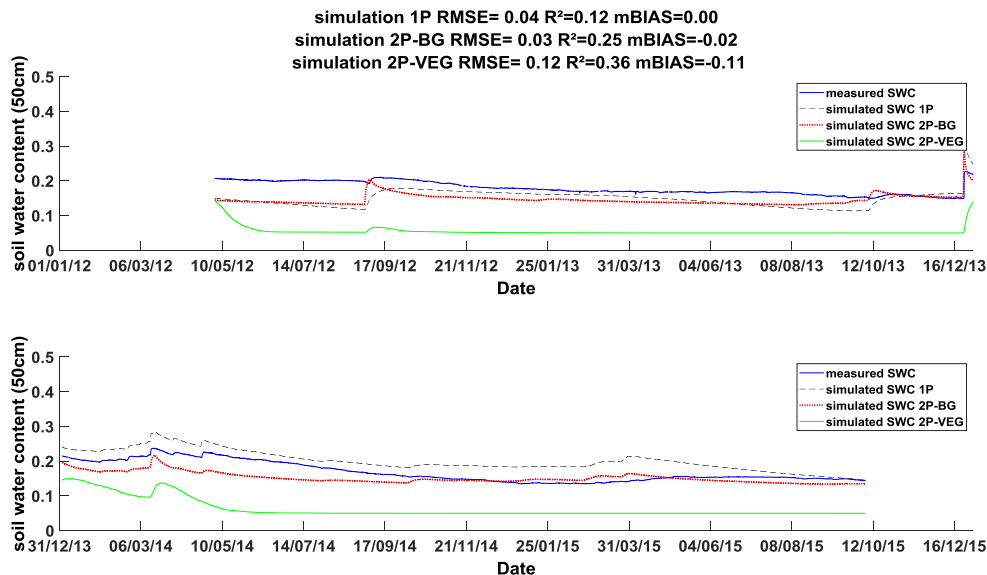
(a)



(b)



(c)



(d)

Figure V. 2: The soil water content profiles at different depths ((a): 5 cm; (b): 15 cm; (c): 30 cm and (d): 50 cm) for the 1P simulation

Results shown in figure V. 2 are consistent with what is expected between the 1P/2P configurations. On the one hand, the vegetation patch of the 2P simulation achieves the best coefficient for the top soil layers as it is about 0.63 for the first layer and 0.65 for the second soil layer. This can be explained by the relevant root extraction of the fully covered patch which may be consistent with the fast water depletion and the important roots fraction between 0 and 20 cm. In contrast, this cannot be realistic for the deep horizons where the root extraction occurs slowly and which seems to be better reproduced on the 1P simulation. On the other hand, the bare soil patch shows the poorest performances probably because of neglecting the shallow and the deep roots extended to the bare soil fraction.

3.2. The energy balance

The simulated energy fluxes from the two configurations 1P and 2P were compared to the measurement for the whole study period. The scatterplots are shown in the figure V. 3 with the correlation coefficients of each simulation.

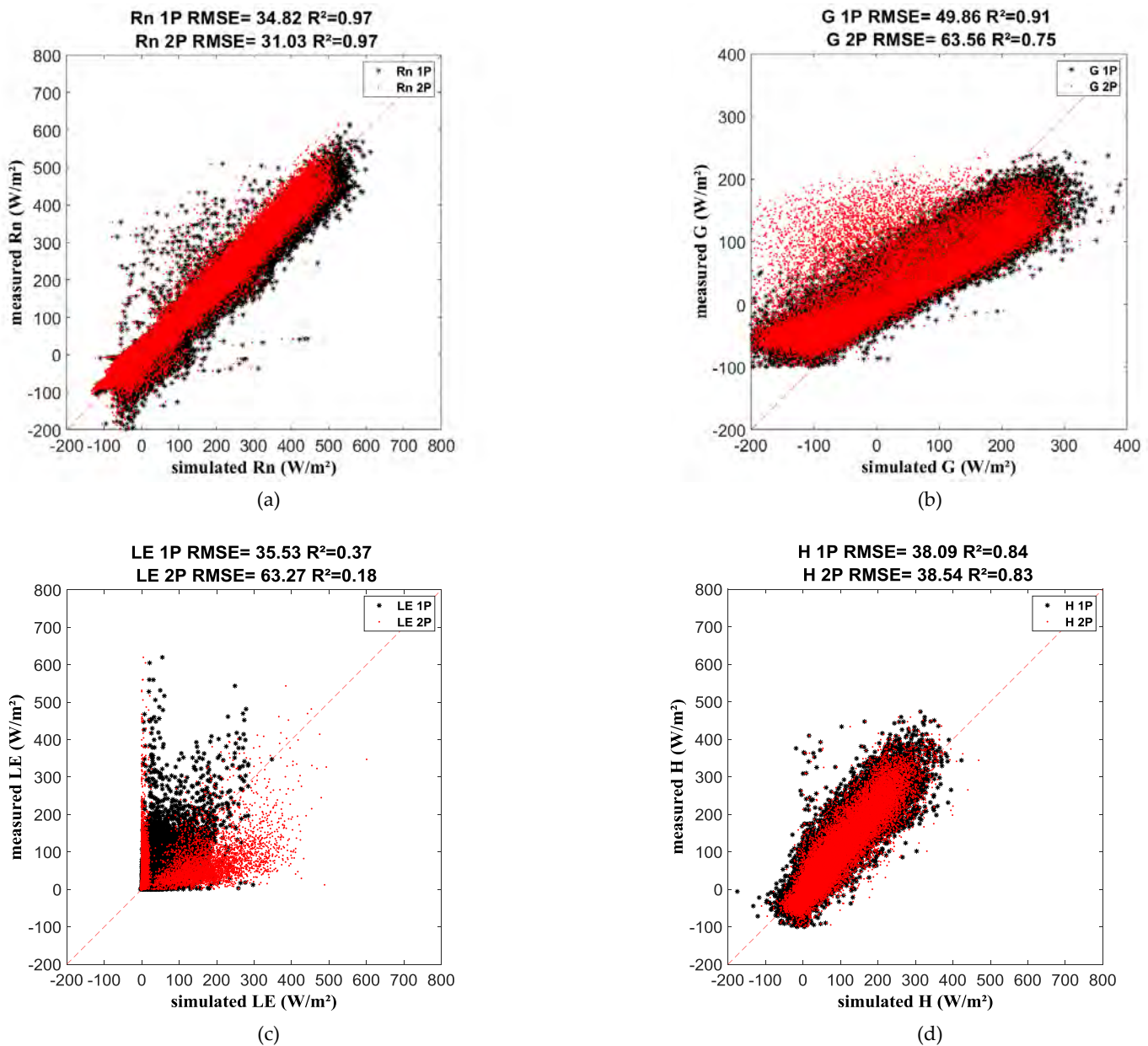


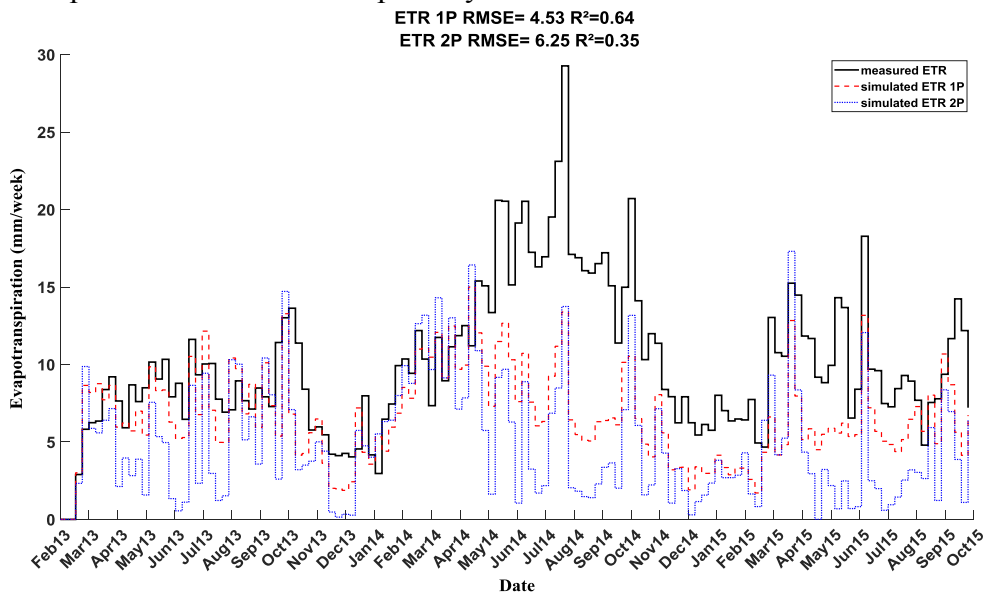
Figure V. 3: The energy budget ((a): Rn; (b): G; (c): LE; (d): H) from the two configurations 1P and 2P

For the energy budget, even though the RMSE between the observed and the simulated net radiation and sensible heat flux do not exceed the measurement error ranges, the 2P simulation provides less satisfactory results for the soil heat and the latent heat fluxes. These two energy budget components derived from the 1P simulation were enhanced and their associated RMSE decrease from 63.27 to 35.53 W.m⁻² and from 63.56 to 49.56 W.m⁻² for the latent heat and the soil heat fluxes, respectively. The 1P configuration simulates satisfactorily the soil heat flux.

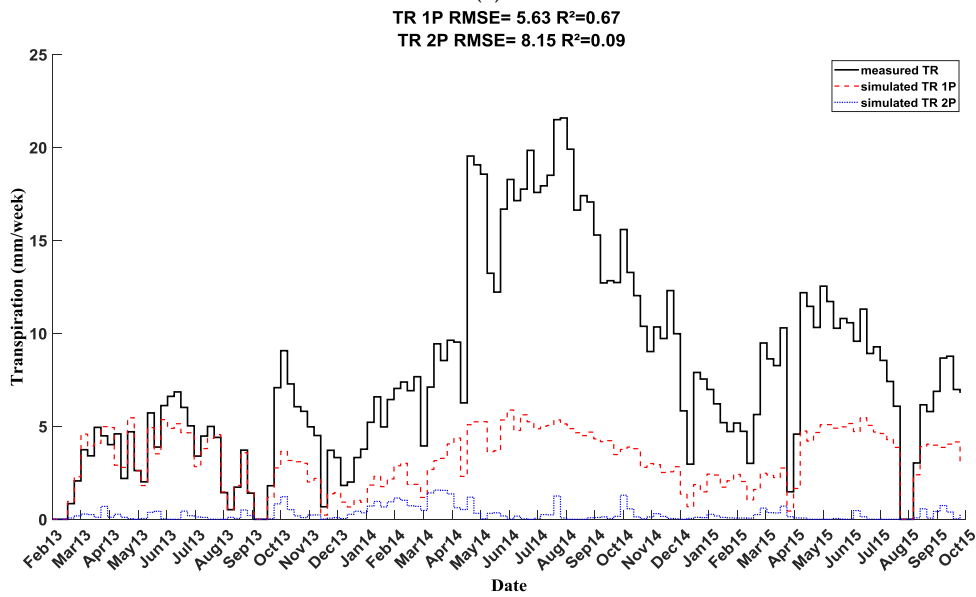
3.3. The evapotranspiration partitioning

Once the energy balance was checked, the evapotranspiration partitioning is set as one of the goals of our study (Figure V. 4). In fact, the observations show three contrasting years: a dry year (2013), a wet year (2014) and a moderately dry year (2015). The weekly dynamics of the evapotranspiration were plotted and the comparison between the observations and the results, derived from the two configurations, were shown. In comparison with the partitioning observations for both configurations, we note that the results were less satisfactory than the

total energy budget components. Although the whole evapotranspiration was better reproduced by the 1P configuration with an RMSE of about 4.53 mm per week and a coefficient of determination equal to 0.64, the two components resulting from both simulations showed a poor performance and fail to quantify the evaporation from the bare soil and the transpiration from the tree separately.



(a)



(b)

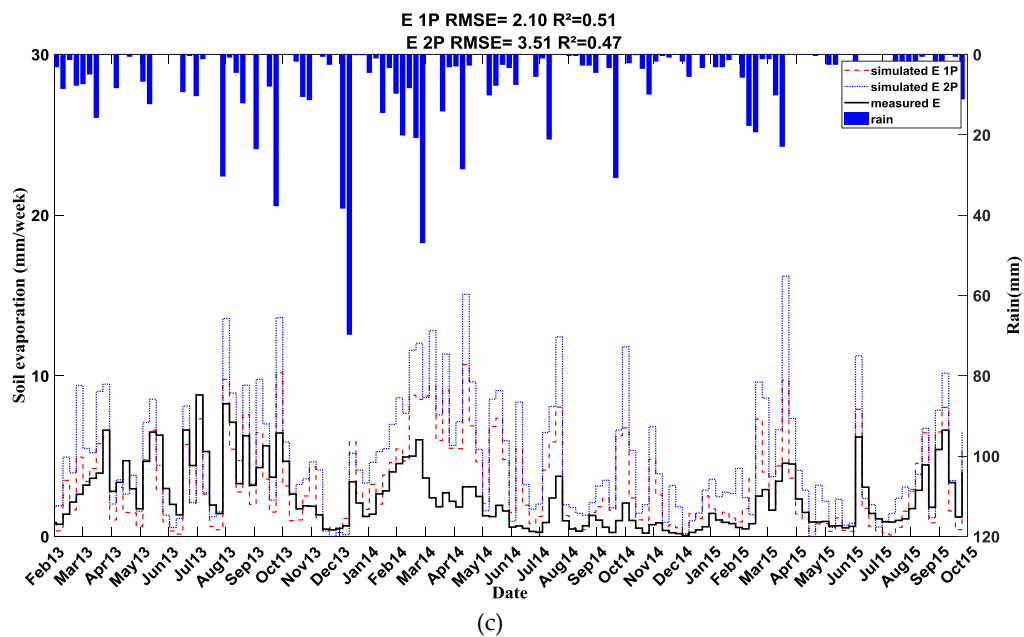


Figure V. 4: The weekly evapotranspiration partitioning from the two simulations and their associated scores; (a) ETR: total evapotranspiration, (b) TR: transpiration and (c) E: bare ground evaporation

For the soil evaporation, the weekly RMSE for the 1P simulation (2.10 mm) is still high although it is lower than that of the 2P simulation (3.51 mm). The correlation coefficient is about 0.51 and 0.47 for the 1P and the 2P simulations, respectively. Besides being a result of the low vegetation fraction cover that generates low root extraction volumes for the 1P simulation, it is the consequence of the lack of roots on the bare soil patch for the 2P simulation.

To account for the uncertainty in the bare soil functioning due to the imperfect pedo-transfer functions, a calibration was carried out on the soil hydrodynamic properties of each layer. The mere objective is to explore whether one can decrease the RMSE between the simulated and observed evaporation rates. Therefore, different pedo-transfer functions (proposed by the model as well as a large set of sand and clay fraction with their related soil conductivity and potential matric at saturation) were tested. An optimization, based on the minimization of RMSE between the measured and the observed soil evaporation, was carried out to define the percentage of sand for the different soil layers and the corresponding soil hydrodynamic parameters (not shown). While changing the soil properties, the choice of the percentage of sand as a key parameter for the calibration is explained by the need to maintain a consistent global behavior of the textural classes. Although lower RMSE was recorded for a maximum percentage of sand (100 %), this simulation was not consistent with the observations producing high evaporation rates. Hence, no matter what the soil hydrodynamic parameters were, the model overestimated the evaporation and the minimum difference between the cumulative observed evaporation and that of simulated evaporation could reach 115 mm. In addition, the RMSE was about 0.56 mm per day and the coefficient of correlation was about 0.25.

Alternatively, as the tree transpiration is highly underestimated and explains the high values of RMSE, this may reflect the low value of vegetation fraction, which is about 0.07.

4. Discussion

The modeling of the water and energy fluxes over heterogeneous covers, like our olive groves, faces many significant issues related to both the low LAI and the complex 3D structure of the trees (Unland et al., 1996). One of the main purposes of the study is to simulate the energy budget closure over such sparse cover. The closure of the observed energy budget was already checked and the errors in the measurements were discussed in our previous study. Taking into consideration the negligible NDVI value, we first attempted to consider the orchard as a bare soil in ISBA and investigated whether this assumption paves the way for a realistic simulation of the energy fluxes. The model was not able to track the seasonal dynamics particularly for the latent heat flux which decrease sharply after rain event. In addition, the RMSE between the observed whole fluxes over the orchard and the simulated fluxes from bare soil patch were significant compared to 1P simulation scores and of about 31.46, 73.24, 58.23 and 44.12 W.m^{-2} for R_n , G , LE and H , respectively. This highlights the interest in representing appropriately the tree which has a major impact on the fluxes. The results of the two configurations that include the tree functioning are shown in the figure 3. Regarding the simulation of the energy budget components, the series configuration provides better results than that of the patch one. The results of the net radiation derived from the two configurations (1P and 2P) were mostly similar. Since the albedo value was forced to the model, the small spread in the net radiation can be explained by the surface temperature gap between the two configurations. In contrast, the RMSE of the ground heat flux from the 2P configuration is higher than the 1P configurations and exceeds the current acceptable threshold of 50 W.m^{-2} (Wilson et al., 2002). This is explained by the weighted average (by a very low vegetation fraction cover) of a soil heat flux from hot and dry unshaded bare soil, which boosts the conductive fluxes, and another from the vegetation patch where the convective fluxes are dominant. Therefore, the resultant flux is close to the bare soil flux and less consistent with in-situ observations. The 1P configuration improves the simulation of the ground heat flux since it limits the incoming radiation that reaches the bare soil. For the turbulent fluxes, even though the difference between the scores of the two configurations is minor for the sensible heat flux, it is still significant for the latent heat flux. For the series configuration, the RMSE is about 63.27 W.m^{-2} and the coefficient of correlation is equal to 0.18. The underestimation of the evapotranspiration and the bad statistical scores are due to the fact that 93 % of the whole fluxes correspond to the evaporation of the bare soil patch (i.e., this latter depends only on the top soil layer content). In fact, it appears that splitting the cover into two patches with no interaction at the aerodynamic level (i.e., uncoupled convective fluxes scheme) and in two different soil water budgets is not representative of the exchanges occurring in reality.

Although the model performance in the estimation of the evapotranspiration components was tested using the observed set of vegetation and soil related parameters described above, we found that the two configurations failed to describe the evapotranspiration partitioning. Indeed, the bare soil evaporation and the tree transpiration are better reproduced by the 1P configuration even though the latter is still far from the observed partitioning (Figure V. 4).

First, the discrepancy in the soil evaporation for the 2P configuration can be explained by the fact that there is a root extraction in the top soil layer (see the root density observation in (Chebbi et al., 2018)) as well as to the root distribution covering of the whole bare soil area. There is even an increase in the root density at the mid-row spacing which is in accordance with the overlap between the neighbor tree roots. It is also confirmed by the fact that the difference between the simulated evaporation and the estimated amount of water extracted by the tree from the bare soil patch (i.e., the observed root extraction in the first soil layer $\times f_c / (1 - f_c)$) is consistent with the determined soil evaporation (Figure V. 5).

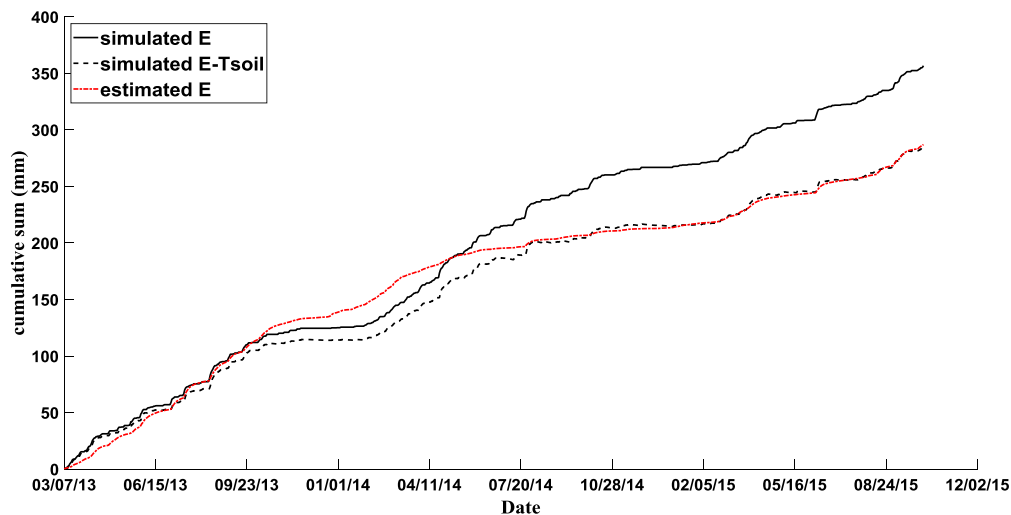


Figure V. 5: The cumulative sum of the simulated evaporation from the 2P run , the simulated evaporation minus the estimated water extracted by roots from the bare soil top layer (Tsoil) and the determined evaporation from soil water content measurements

Second, for the olive tree transpiration, a simulation corresponding to potential conditions was carried out assuming an unlimited water supply within all rooting depth. The two curves of the actual and potential transpiration are superposed. In fact, compared to the observed transpiration, none of the configurations achieves a reasonable order of magnitude of the potential transpiration. In other words, there is no actual transpiration calculated on the basis of this potential transpiration that can reach the maximum recorded during the wet year (3 mm/day) which corresponds to a potential amount of $3/(fc=0.07)=42$ mm. Knowing that the observed transpiration was accurately checked in (Chebbi et al., 2018) while compared to the difference between the observed evapotranspiration and evaporation, there is clearly a deficiency in the modeled potential transpiration rate. Moreover, the order of magnitude of our observed transpiration rate falls in the range documented in the literature (Moreno et al., 1996; Tognetti et al., 2006). In this light, Santos et al. (2018) reported mean transpiration of 1.5 mm per day with maximum values observed in the summer under deficit irrigation treatment over 10 years old olive trees with a spacing of (4.2×8 m) in southern Alentejo, Portugal. Similarly, Moriondo et al. (2019) validated their model (dedicated to the simulation of growth and development of olive trees) against a set of data collected over a rainfed olive grove in Italy with ground cover of 0.19. In their research, it was also found that the simulated as well as the observed transpirations reach 3 mm day^{-1} on July.

The inconsistency between the simulated and the observed evapotranspiration components is mainly related to the specific cover. In this proposed paper, Beer-Lambert law, which is usually used to represent a uniform layer of small reflective elements, may not work here and fail to represent the very dense foliage localized on a small area. In addition, contrarily to natural ecosystems such as African savannah (i.e., where there is water use competition between the trees and the grass growing after rain events), the orchard bare soil, is regularly ploughed and as a consequence the water present in the whole unsaturated zone is available exclusively for the olive tree.

To overcome this issue, in our case with only 7 % of vegetation fraction cover (almost a bare soil) that represents the limit of the applicability domain of the model, we will try to adjust artificially the appropriate parameters as an attempt to fit the observed transpiration without changing the model formulation. For this purpose, to increase the potential and the actual transpiration, the first assumption was to increase the effective area of leaves that

transpires by testing various vegetation fraction covers. A sensitivity study was provided in table V. 4.

Table V. 4: The scores between the simulated and the measured transpiration for different vegetation fraction covers

<i>veg</i>	RMSE	R ²	NASH
0.07	1.24	0.53	-43.55
0.14	1.03	0.43	-9.62
0.21	0.99	0.32	-5.37
0.28	0.89	0.21	-4.35
0.35	0.94	0.11	-3.83
0.42	0.99	0.05	-3.58
0.49	1.03	0.02	-3.46

The minimum RMSE corresponds to the *veg* equal to 0.28. This value of vegetation fraction cover is equivalent to the observed *veg* multiplied by 4. This corresponds roughly to the ratio between a transpiring area seen as a disk (projected area) in the case of 2D vegetation covers and a sphere (real transpiring surface) for the isolated trees.

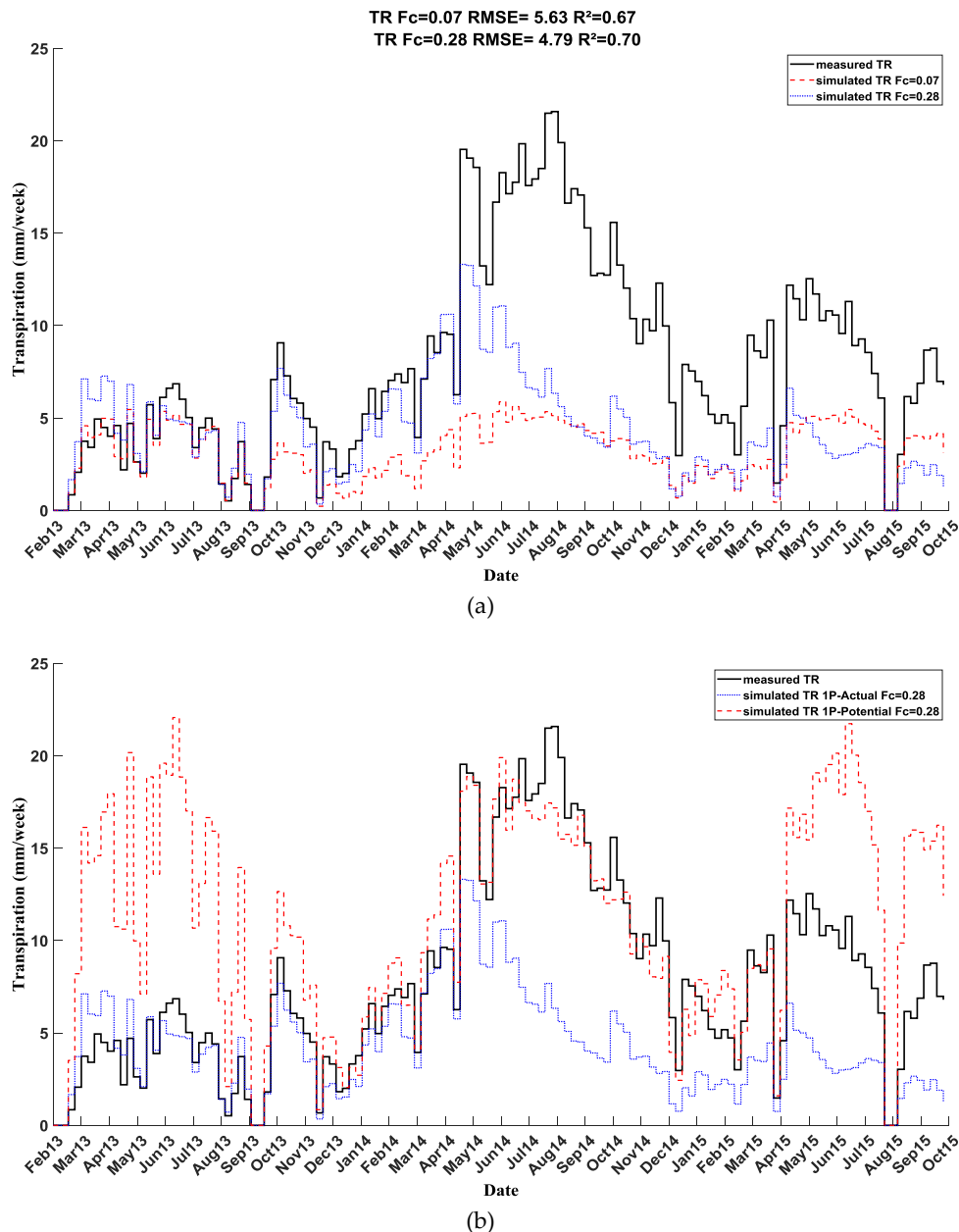
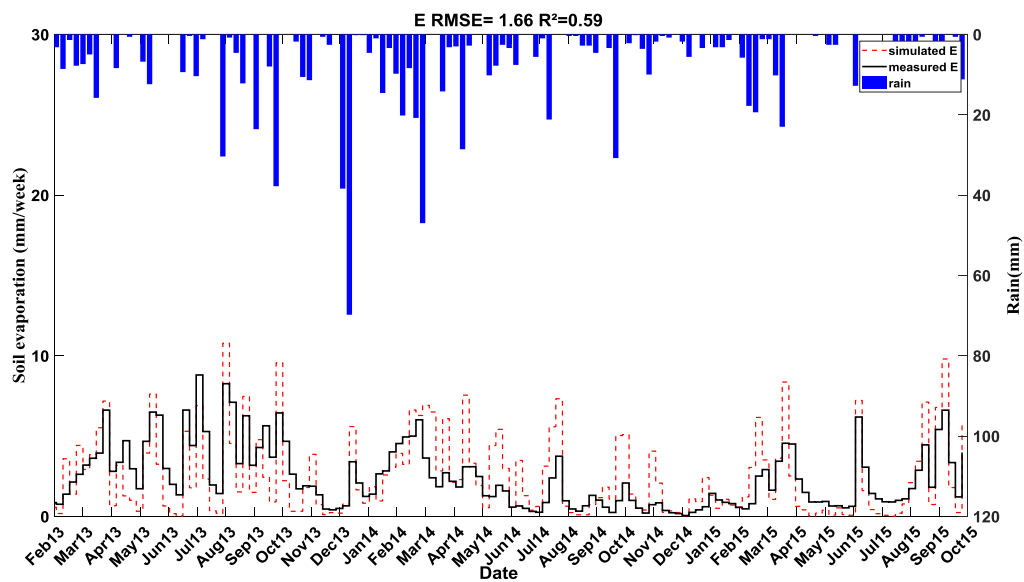


Figure V. 6: A comparison between the transpiration with an $f_c=0.28$ and an $f_c=0.07$ (a) and between the actual and the potential transpiration for the f_c of 0.28 (b)

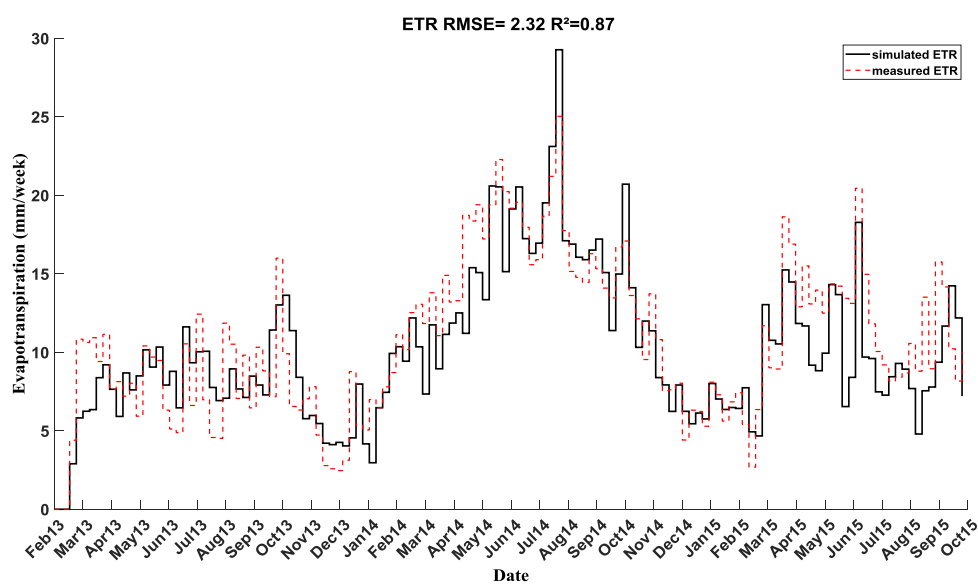
Though the transpiration results were improved (Figure V. 6), it is not for the wet season. As shown in figure V. 6b, the predicted potential transpiration values rise properly and reach precisely the observation of the wet period. During the first dry season 2013/2014, although the simulated transpiration fits the measured transpiration, the model underestimates the transpiration and simulates too much water stress during the wet seasons 2014/2015 and after. Cammalleri et al. (2013) found that the Penman-Monteith model well reproduces the olive tree functioning under moderate water conditions and is unable to reach the evapotranspiration level during dry periods over olive orchard in Sicily with a vegetation fraction cover of about 0.35. These findings are also consistent with our previous results in (Chebbi et al., 2018). The latter demonstrate that there is a lack of closure of the top 1 meter soil water balance and that the sum of the soil storage and the evapotranspiration exceeds the rainfall amount during dry periods. In fact, the relevant rainfall events occurring in the winter

of 2014 refill the deep soil horizons and maintain high values of transpiration even in the next summer. The slope of the plot is small but significant and promotes the water accumulation. On top of that, a geophysical survey conducted over the study site (not shown) proves that there is a discontinuity at 2 m depths related probably to a less permeable layer. To support this assumption, Figure V. 6b shows that even after increasing the vegetation fraction cover, the observed transpiration fits the potential curve during the dry summer of 2014. This means that the tree has access to water somewhere. In addition, Ramos and Santos (2009) illustrate the use of more water for transpiration (404 mm) than the rainfall amount(240 mm) over a dry-farming olive grove as an adaptation to fight the severe water stress conditions.

In order to represent these supposed deep water supplies, these latter were quantified on the basis of the difference between the precipitations and the sum of the soil water storage and the evapotranspiration. This value of about 200 mm, which is consistent with the findings of (Ramos and Santos, 2009), was divided by the number of time steps from May to August 2014. The model was slightly adjusted by adding this amount of water, at each time step, as a steady source term to the water budget of the deeper soil layer.



(a)



(b)

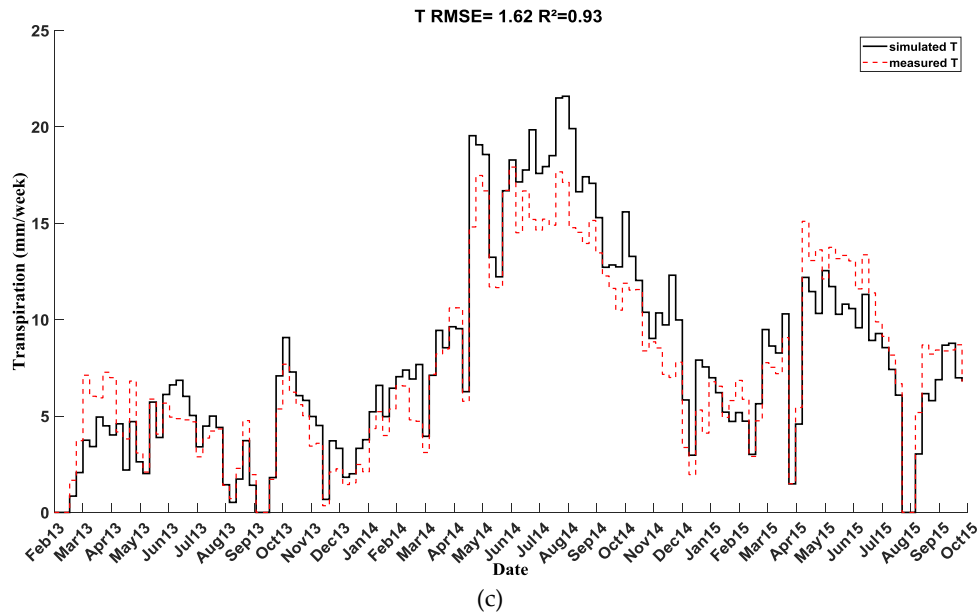


Figure V. 7: The weekly evaporation (a), evapotranspiration (b) and transpiration (c) after the water supply and their related statistical scores

The simulated transpiration with the water supply of 200 mm better fits the observed transpiration (Figure V. 7c). Since RMSE decreases to 2.38 and the determination coefficient increases to 0.88, it confirms our assumptions of the deep root extraction during dry seasons. The improvement of the evaporation as well as the whole flux simulation supports this idea (Figure V. 7a,b).

The evapotranspiration and its components were improved due to these modifications besides to a slight progress of the scores of energy budget components (Table V. 5) and the soil heat and water profiles at different depths (Table V. 6).

Table V. 5: The scores between the observed and the simulated energy budget components of the 1P run before and after adding (in bold) the water supply

Energy budget	Scores after adding water supply		Scores before adding water supply	
	RMSE ($W.m^{-2}$)	R^2	RMSE ($W.m^{-2}$)	R^2
Rn	40.15	0.97	34.82	0.97
G	45.44	0.87	49.86	0.91
H	36.66	0.86	38.09	0.84
LE	32.2	0.45	35.53	0.37

Table V. 6: The scores between the observed and the simulated soil temperature and water content of the 1P run before and after (in bold) adding the water supply

Water supply	Soil temperature				Soil water content			
	After		Before		After		Before	
depth	RMSE (°C)	R ²	RMSE (°C)	R ²	RMSE	R ²	RMSE	R ²
5 cm	4.76	0.83	4.14	0.87	0.03	0.58	0.04	0.53
15 cm	1.20	0.98	1.12	0.98	0.1	0.43	0.06	0.41
30 cm	1.08	0.98	1.02	0.98	0.06	0.79	0.05	0.36
50 cm	1.07	0.98	0.89	0.98	0.09	0.66	0.04	0.12

An excellent description of the transpiration behavior is fulfilled through the optimization of key vegetation-related parameters. Besides reflecting the fact that there is a sparse but fairly constant vegetation cover of around 7 % at the study site, this modified set of parameters more realistically indicates that the soil contains a significant amount of clay. Further, by accessing water from deep soil layers, this modification suggests that the olive tree is able to sustain transpiration. The uniqueness and the effectiveness of the olive tree transpiration process revealed by this exploratory study calls for further measurement and modeling studies in this unusual and interesting environment.

5. Conclusions

The simulation of the energy and water budgets carried out with the ISBA LSM model over very sparse olive orchard with only 7 % of vegetation fraction cover. To evaluate the added value of each of them in the comprehension of the ecosystem hydrological functioning, two schemes (series and patch) already available on the model were tested. In our case, although we found that the series configuration is more adequate to reproduce the whole fluxes, it failed to partition the evapotranspiration components. As a step towards the improvement of the model performance over such areas, several assumptions were made and the relevant parameters were adjusted. We assumed here that the vegetation fraction cover measured at nadir-view cannot be representative of the 3D structure of the olive tree and the dense foliage that transpires. In the alternative, we proposed to vary the vegetation fraction cover in order to increase the transpiration until reaching the observations' level. The model tends to overestimate the water stress during dry seasons while the tree carried on transpiring though the results were satisfactory on the whole. This was justified by a deep accumulation of water because of the low slope of the land and the increase of the clay fraction of a deep layer. The partitioning results were improved without altering the consistency of the other outputs as compared to observations. As in the research of Kennedy et al. (2019), which implements plant hydraulics in the Community Land Model (CLM5), our future study will focus on modifying the ISBA model to represent some processes typical to large woody species such as the stomatal resistance, the variations in xylem water storage, and more importantly the root system and its hydraulic redistribution through sap flow sensors in line with previous works of (Nadezhdina et al., 2015).

Author contribution:

Wafa Chebbi: data processing, data analysis and results interpretation.

Gilles Boulet and Vincent Rivalland: data analysis and results interpretation.

Zohra Lili Chabaane: site management.

Pascal Fanise and Hechmi Chehab: site instrumentation.

Valérie Le Dantec, Lionel Jarlan and Aaron boone contributed with ideas and discussions.

Acknowledgments:

Financial support from the MISTRALS/SICMED program and the CNES/TOSCA program for the PITEAS project are gratefully acknowledged.

References

- Anderson, M.C., Norman, J.M., Kustas, W.P., Li, F., Prueger, J.H., Mecikalski, J.R., Anderson, M.C., Norman, J.M., Kustas, W.P., Li, F., Prueger, J.H., Mecikalski, J.R., 2005. Effects of Vegetation Clumping on Two-Source Model Estimates of Surface Energy Fluxes from an Agricultural Landscape during SMACEX. *J. Hydrometeorol.* 6, 892–909. doi:10.1175/JHM465.1
- Baldocchi, D.D., Law, B.E., Anthoni, P.M., 2000. On measuring and modeling energy fluxes above the floor of a homogeneous and heterogeneous conifer forest. *Agric. For. Meteorol.* 102, 187–206. doi:10.1016/S0168-1923(00)00098-8
- Blyth, E.M., Harding, R.J., 1995. Application of aggregation models to surface heat flux from the Sahelian tiger bush. *Agric. For. Meteorol.* 72, 213–235. doi:10.1016/0168-1923(94)02164-F
- Boone, A., Samuelsson, P., Gollvik, S., Napoly, A., Jarlan, L., Brun, E., Decharme, B., Boone aarona, A., 2017. The interactions between soil-biosphere-atmosphere land surface model with a multi-energy balance (ISBA-MEB) option in SURFEXv8-Part 1 : Model description. *Geosci. Model Dev* 10, 843–872. doi:10.5194/gmd-10-843-2017
- Boulet, G., Chehbouni, A., Braud, I., Vauclin, M., 1999. Mosaic versus dual source approaches for modelling the surface energy balance of a semi-arid land. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.* 3, 247–258.
- Braud, I., Dantas-Antonino, A.C., Vauclin, M., Thony, J.L., Ruelle, P., 1995. A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *J. Hydrol.* 166, 213–250. doi:10.1016/0022-1694(94)05085-C
- Brooks, R.H., Corey, A.T., 1964. Hydraulic properties of porous media. *Hydrol. Pap.* 3, 1–27.
- Cammalleri, C., Rallo, G., Agnese, C., Ciraolo, G., Minacapilli, M., Provenzano, G., 2013. Combined use of eddy covariance and sap flow techniques for partition of ET fluxes and water stress assessment in an irrigated olive orchard. *Agric. Water Manag.* 120, 89–97. doi:10.1016/j.agwat.2012.10.003
- Chebbi, W., 2017. nasrallah flux database [WWW Document]. SEDOO OMP website. doi:DOI:10.6096/MISTRALS-SICMED.1479
- Chebbi, W., Boulet, G., Le Dantec, V., Lili Chabaane, Z., Fanise, P., Mougnot, B., Ayari, H., 2018. Analysis of evapotranspiration components of a rainfed olive orchard during three contrasting years in a semi-arid climate. *Agric. For. Meteorol.* 256–257, 159–178. doi:10.1016/J.AGRFORMET.2018.02.020
- Connor, D.J., Gómez-del-Campo, M., Rousseaux, M.C., Searles, P.S., 2014. Structure, management and productivity of hedgerow olive orchards: A review. *Sci. Hortic. (Amsterdam)*. 169, 71–93. doi:10.1016/j.scienta.2014.02.010
- Coudert, B., Ottlé, C., Boudevillain, B., Demarty, J., Guillevic, P., Coudert, B., Ottlé, C., Boudevillain, B., Demarty, J., Guillevic, P., 2006. Contribution of Thermal Infrared Remote Sensing Data in Multiobjective Calibration of a Dual-Source SVAT Model. *J. Hydrometeorol.* 7, 404–420. doi:10.1175/JHM503.1
- Dbara, S., Haworth, M., Emiliani, G., Ben Mimoun, M., Gómez-Cadenas, A., Centritto, M., 2016. Partial Root-Zone Drying of Olive (*Olea europaea* var. 'Chetoui') Induces Reduced Yield under Field Conditions. *PLoS One* 11, e0157089. doi:10.1371/journal.pone.0157089
- Debruyckere, L.F., Franks, S.W., Beven, K.J., Troch, P.A., De Troch, F.P., 1997. Towards the upscaling of local surface flux models. *Phys. chem. Earth* 21, 183–188.

- Decharme, B., Boone, A., Delire, C., Noilhan, J., 2011. Local evaluation of the Interaction between Soil Biosphere Atmosphere soil multilayer diffusion scheme using four pedotransfer functions. *J. Geophys. Res.* 116, D20126. doi:10.1029/2011JD016002
- Fernández, J.E., Moreno, F., 1999. Water Use by the Olive Tree. *J. Crop Prod.* 2, 101–162.
- Garratt, J., 1994. Review: the atmospheric boundary layer. *Earth-Science Rev.* 37, 89–134. doi:10.1016/0012-8252(94)90026-4
- Jarvis, P.G., 1976. The Interpretation of the Variations in Leaf Water Potential and Stomatal Conductance Found in Canopies in the Field. *Philos. Trans. R. Soc. B Biol. Sci.* 273, 593–610. doi:10.1098/rstb.1976.0035
- Kennedy, D., Swenson, S., Oleson, K.W., Lawrence, D.M., Fisher, R., Lola da Costa, A.C., Gentine, P., 2019. Implementing Plant Hydraulics in the Community Land Model, Version 5. *J. Adv. Model. Earth Syst.* 11, 485–513. doi:10.1029/2018MS001500
- Koster, R.D., Suarez, M.J., 1994. The components of a 'SVAT' scheme and their effects on a GCM's hydrological cycle. *Adv. Water Resour.* 17, 61–78. doi:10.1016/0309-1708(94)90024-8
- Kustas, W.P., Norman, J.M., 1997. A two-source approach for estimating turbulent fluxes using multiple angle thermal infrared observations. *Water Resour. Res.* 33, 1495–1508. doi:10.1029/97WR00704
- Lhomme, J.-P., Chehbouni, A., 1999. Comments on dual-source vegetation–atmosphere transfer models. *Agric. For. Meteorol.* 94, 269–273. doi:10.1016/S0168-1923(98)00109-9
- Lhomme, J.P., Montes, C., Jacob, F., Prévot, L., 2012. Evaporation from Heterogeneous and Sparse Canopies: On the Formulations Related to Multi-Source Representations. *Boundary-Layer Meteorol.* 144, 243–262. doi:10.1007/s10546-012-9713-x
- Masson, V., Le Moigne, P., Martin, E., Faroux, S., Alias, A., Alkama, R., Belamari, S., Barbu, A., Boone, A., Bouyssel, F., Brousseau, P., Brun, E., Calvet, J.-C., Carrer, D., Decharme, B., Delire, C., Donier, S., Essauini, K., Gibelin, A.-L., Giordani, H., Habets, F., Jidane, M., Kerdraon, G., Kourzeneva, E., Lafaysse, M., Lafont, S., Lebeau-pin Brossier, C., Lemonsu, A., Mahfouf, J.-F., Marguinaud, P., Mokhtari, M., Morin, S., Pigeon, G., Salgado, R., Seity, Y., Taillefer, F., Tanguy, G., Tulet, P., Vincendon, B., Vionnet, V., Voldoire, A., 2013. Model Development. *Eur. Geosci. Union* 6, 929–960. doi:10.5194/gmd-6-929-2013
- Moreno, F., Fernandez, J.E., Clothier, B.E., Green, S.R., 1996. Transpiration and root water uptake by olive trees. *Plant Soil* 184, 85–96. doi:10.1007/BF00029277
- Moriondo, M., Leolini, L., Brilli, L., Dibari, C., Tognetti, R., Giovannelli, A., Rapi, B., Battista, P., Caruso, G., Gucci, R., Argenti, G., Raschi, A., Centritto, M., Cantini, C., Bindi, M., 2019. A simple model simulating development and growth of an olive grove. *Eur. J. Agron.* 105, 129–145. doi:10.1016/j.eja.2019.02.002
- Mougou, R., Mansour, M., Iglesias, A., Rim, •, Chebbi, Z., Battaglini, A., 2011. Climate change and agricultural vulnerability: a case study of rain-fed wheat in Kairouan, Central Tunisia. *Reg. Env. Chang.* 11, 137–142. doi:10.1007/s10113-010-0179-4
- Nadezhkina, N., Ferreira, M.I., Conceição, N., Pacheco, C.A., Häusler, M., David, T.S., 2015. Water uptake and hydraulic redistribution under a seasonal climate: long-term study in a rainfed olive orchard. *Ecohydrology* 8, 387–397. doi:10.1002/eco.1545
- Nasr, Z., Almohammed, H., Gafrej Lahache, R., Maag, C., 2008. Drought modelling under climate change in Tunisia during the 2020 and 2050 periods, in: *Drought Management Scientific and Technological Innovations*. Instituto Agronómico Mediterráneo, López-Francos A., pp. 365–370.
- Noilhan, J., Planton, S., 1989. A Simple Parameterization of Land Surface Processes for Meteorological Models. *Mon. Weather Rev.* 117, 536–549. doi:10.1175/1520-0493(1989)117<0536:ASPOLS>2.0.CO;2
- Ozdemir, Y., 2016. EFFECTS OF CLIMATE CHANGE ON OLIVE CULTIVATION AND TABLE OLIVE AND OLIVE OIL QUALITY. *Sci. Pap. Ser. B, Hortic.* LX.

- Ramos, A.F., Santos, F.L., 2009. Water use, transpiration, and crop coefficients for olives (cv. Cordovil), grown in orchards in Southern Portugal. *Biosyst. Eng.* 102, 321–333. doi:10.1016/j.biosystemseng.2008.12.006
- Raupach, M., Finnigan, J., 1988. Single-layer models of evaporation from plant canopies are incorrect but useful, whereas multilayer models are correct but useless: discuss. *Aust. J. Plant Physiol.* 15, 705–716.
- Raupach, M.R., 1992. Drag and drag partition on rough surfaces. *Boundary-Layer Meteorol.* 60, 375–395. doi:10.1007/BF00155203
- Ronchail, J., Cohen, M., Alonso-Roldán, M., Garcin, H., Sultan, B., Angles, S., Ronchail, J., Cohen, M., Alonso-Roldán, M., Garcin, H., Sultan, B., Angles, S., 2014. Adaptability of Mediterranean Agricultural Systems to Climate Change: The Example of the Sierra Mágina Olive-Growing Region (Andalusia, Spain). Part II: The Future. *Weather. Clim. Soc.* 6, 451–467. doi:10.1175/WCAS-D-12-00045.1
- Rubio, E., Caselles, V., Badenas, C., 1997. Emissivity measurements of several soils and vegetation types in the 8–14, μm Wave band: Analysis of two field methods. *Remote Sens. Environ.* 59, 490–521. doi:10.1016/S0034-4257(96)00123-X
- Santos, F., Santos, L., F., 2018. Olive Water Use, Crop Coefficient, Yield, and Water Productivity under Two Deficit Irrigation Strategies. *Agronomy* 8, 89. doi:10.3390/agronomy8060089
- Saux-Picart, S., Ottlé, C., Decharme, B., André, C., Zribi, M., Perrier, A., Coudert, B., Boulain, N., Cappelaere, B., Descroix, L., Ramier, D., 2009. Water and energy budgets simulation over the AMMA-Niger super-site spatially constrained with remote sensing data. *J. Hydrol.* 375, 287–295. doi:10.1016/j.jhydrol.2008.12.023
- Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., Masson, V., Seity, Y., Brousseau, P., Malardel, S., Hello, G., Bénard, P., Bouttier, F., Lac, C., Masson, V., 2011. The AROME-France Convective-Scale Operational Model. *Mon. Weather Rev.* 139, 976–991. doi:10.1175/2010MWR3425.1
- Shaheen, M.A., Hegazi, A.A., Hmnam, I.S.A., 2011. Effect of Water Stress on Vegetative Characteristics and Leaves Chemical Constituents of Some Transplants Olive Cultivars. *J. Agric. Environ. Sci* 11, 663–670.
- Shuttleworth, W.J., Wallace, J.S., 1985. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 111, 839–855. doi:10.1002/qj.49711146910
- Sofo, A., 2011. Drought stress tolerance and photoprotection in two varieties of olive tree. *Acta Agric. Scand. Sect. B - Soil Plant Sci.* 61, 711–720. doi:10.1080/09064710.2010.545071
- Tanasijevic, L., Todorovic, M., Pereira, L.S., Pizzigalli, C., Lionello, P., 2014. Impacts of climate change on olive crop evapotranspiration and irrigation requirements in the Mediterranean region. *Agric. Water Manag.* 144, 54–68. doi:10.1016/j.agwat.2014.05.019
- Tognetti, R., d'Andria, R., Lavini, A., Morelli, G., 2006. The effect of deficit irrigation on crop yield and vegetative development of *Olea europaea* L. (cvs. Frantoio and Leccino). *Eur. J. Agron.* 25, 356–364. doi:10.1016/j.eja.2006.07.003
- Unland, H.E., Houser, P.R., Shuttleworth, W.J., Yang, Z.-L., 1996. Surface flux measurement and modeling at a semi-arid Sonoran Desert site. *Agric. For. Meteorol.* 82, 119–153. doi:10.1016/0168-1923(96)02330-1
- Van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44, 892–898.
- Velluet, C., Demarty, J., Cappelaere, B., Braud, I., Issoufou, H.B., Boulain, N., Ramier, D., Mainassara, I., Charvet, G., Boucher, M., Chazarin, J.-P., Oï, M., Yahou, H., Maidaji, B., Arpin-Pont, F., Benarrosh, N., Mahamane, A., Nazoumou, Y., Favreau, G., Seghieri, J., 2014. Building a field-and model-based climatology of local water and energy cycles in the cultivated Sahel-annual budgets and seasonality. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 5001–5024. doi:10.5194/hess-18-5001-2014
- Verhoef, A., 1995. Surface energy balance of shrub vegetation in the Sahel. *Landbouwniversiteit Wageningen*. doi:ISBN 90-5485-458-8

Verhoef, A., Allen, S.J., 2000. A SVAT scheme describing energy and CO₂ fluxes for multi-component vegetation: calibration and test for a Sahelian savannah. *Ecol. Modell.* 127, 245–267. doi:10.1016/S0304-3800(99)00213-6

Wilson, K., Goldstein, A., Falge, E., Aubinet, M., Baldocchi, D., Berbigier, P., Bernhofer, C., Ceulemans, R., Dolman, H., Field, C., Grelle, A., Ibrom, A., Law, B., Kowalski, A., Meyers, T., Moncrieff, J., Monson, R., Oechel, W., Tenhunen, J., Valentini, R., Verma, S., 2002. Energy balance closure at FLUXNET sites. *Agric. For. Meteorol.* 113, 223–243. doi:10.1016/S0168-1923(02)00109-0

V.3 Conclusion partielle et synthèse

La performance des deux configurations par défaut (« patch » 2P et « série » 1P) du modèle ISBA a été évaluée à l'aide de la base de donnée du site d'olivieraie pluviale de Nasrallah. Une étude du bilan d'énergie et des dynamiques de température et d'humidité du sol à différentes profondeurs montre que la configuration couplée (1P) donne de meilleurs résultats par rapport à la configuration parallèle (2P). Bien que les indices statistiques entre l'évapotranspiration observée et simulée soient acceptables, sa partition entre la transpiration de l'arbre et l'évaporation du sol nu intercallaire est mal reproduite pour les deux configurations, notamment pour la configuration 2P. L'absence de racines à l'inter-rang est l'une des hypothèses irréalistes qui a éliminé la configuration 2P. Dans la suite de l'étude, nous avons ciblé la configuration 1P. Même pour cette dernière la surestimation de l'évaporation et la très forte sous-estimation de la transpiration sont liées au très faible taux de couverture de végétation. Pour améliorer cette constatation, une des pistes proposées a été de varier la fraction de couverture pour étudier la sensibilité de la transpiration à cette variable. Nous avons multiplié la fraction de couverture de végétation par un facteur 4, qui correspond physiquement au rapport entre le volume d'une sphère de feuillage de l'arbre tridimensionnel et la surface projetée au sol de la couronne. Cette amplification de la fraction de couverture de végétation a amélioré la partition de l'évapotranspiration. En effet, l'évaporation du sol a diminué en raison de l'extraction racinaire plus importante dans les horizons superficiels et la surface foliaire qui transpire a augmenté donnant des valeurs de transpiration similaires à celles observées. Cependant, durant la saison estivale, cette transpiration diminue brusquement alors que l'arbre, en se référant aux observations, continue à transpirer normalement. Ceci témoigne d'une extraction racinaire profonde au-delà du mètre de sol où l'humidité du sol est mesurée. Cet écart entre la transpiration simulée et celle observée correspond au défaut du bilan hydrique déjà évoqué dans le chapitre II. Cette quantité d'eau a été injectée à partir du moment du décrochage, à un pas de temps semi-horaire, durant l'été de 2014 et l'automne de 2015, ce qui donne une dynamique très similaire entre la transpiration observée et la transpiration simulée. Par ailleurs, tous les indices statistiques entre les termes du bilan d'énergie et les propriétés thermo-hydriques du sol observés et simulés ont été améliorés.

Conclusion générale et perspectives

Dans un contexte de changements climatiques plus marqués en milieux semi-arides, la culture oléicole conduite en pluvial se trouve fragilisée. L'objectif général de la thèse vise à étudier la vulnérabilité et à prédire la réponse de ces écosystèmes aux événements extrêmes répétés pour orienter l'agriculteur à modifier ses pratiques agricoles (irrigation complémentaire, écartement entre les arbres ...). En particulier, cette thèse cherche à caractériser le fonctionnement thermo-hydrique des oliviers. Cependant, décrire le fonctionnement de ce type de couverts constitue un véritable défi aussi bien sur le plan expérimental que de point de vue de la modélisation. L'oliveraie présente en effet un très faible taux de couverture de végétation (7 %) où de larges bandes de sol nu alternent avec de la végétation dense développée verticalement.

Expérimentalement, un dispositif dédié (décrit dans le chapitre II) nous a permis d'étudier les flux totaux de surface et de séparer la composante issue du sol de celle issue de la végétation. Particulièrement, la complémentarité entre la méthode des fluctuations turbulentes et celle des mesures de flux de sève a prouvé son efficacité pour déterminer la répartition entre l'évaporation du sol nu et la transpiration de l'arbre, utile pour la gestion des besoins en eau de la culture. En effet, la somme de l'évaporation du sol nu estimée à partir des mesures de l'humidité du sol dans les 5 premiers cm et la transpiration mesurée par flux de sève est cohérente avec l'évapotranspiration mesurée par la méthode des fluctuations turbulentes, vérifiée et validée en vérifiant le bouclage du bilan hydrique du premier mètre du sol ainsi que celui du bilan d'énergie. Ces mesures en continu, sur une période de trois années caractérisées par des conditions hydriques contrastées, ont montré une forte variabilité de l'évapotranspiration et de la pluviométrie en milieu semi-aride et une forte concurrence entre l'utilisation de l'eau par la plantes et les pertes en évaporation du sol. Bien que des mesures de densité racinaire de cette oliveraie pluviale, peu ou pas renseignées dans la littérature, aient été faites sur les 60 premiers cm, cette première partie a aussi mis en évidence un système racinaire très profond qui assure à l'arbre la possibilité de répondre à la demande climatique durant les saisons sèches au-delà du premier mètre de sol. Cette hypothèse a été appuyée par l'erreur de fermeture du bilan hydrique durant les saisons sèches où la somme de l'évapotranspiration et la variation du stock d'eau dans cette partie du sol est supérieure à la pluie. La structure physique du sol sableux et profond de Nasrallah influence la disponibilité de l'eau au niveau des racines les plus actifs et leur croissance. En effet, dans ce type de sol les racines développent peu de chevelues racinaires, ces derniers étant les plus efficaces pour l'absorption de l'eau. Le chapitre IV a été dédié au suivi du stress hydrique de l'olivier, quantifié par ce protocole expérimental, à l'aide des indicateurs dans le thermique (différence de température T_v-T_a) et dans le visible (PRI). L'exploitation des données de T_v-T_a normalisée par le rayonnement solaire incident, montre que cet indice est prometteur dans le suivi du stress hydrique en relation avec l'indice de stress ITP aussi bien dans le cas d'une contrainte hydrique modérée que dans des conditions très limitantes en eau du sol. Cependant, l'installation tardive du capteur PRI (mi 2014) et la taille sévère des branches qui a eu lieu

en Mars 2014 nous ont empêché d'exploiter tout le jeu de données et particulièrement les données de 2015, l'année la plus sèche du point de vue du VPD et des niveaux de contenu en eau dans le sol. Pour les deux indicateurs, les données collectées après la coupe étaient bruitées par le signal émis par le sol sous-jacent vu par les capteurs. Le sol nu a effectivement une température plus importante que celle de la végétation et le PRI du sol nu est supérieur à celui des feuilles. En plus, alors que l'indice dans le thermique est affecté par les conditions climatiques très variables en zones semi-arides, le PRI inclut une composante « structure », qui renseigne sur le contenu en pigments foliaires, le stade phénologique ainsi que l'agencement des feuilles, non-négligeable et difficile à dissocier du signal global. Un travail exploratoire et novateur dans l'exploitation de la composante fonctionnement a été mené à travers i/une méthode, déjà utilisée récemment sur un couvert de blé, qui a été adaptée au jeu de données disponible et consiste à calculer un delta PRI, la différence entre la mesure du PRI pour des faibles angles solaires avant que la photosynthèse ne soit enclenchée (la composante structure) et la mesure autour de midi, ii/une nouvelle approche via la notion du PRI potentiel qui est une valeur fixe minimum attendue en absence de contrainte hydrique ou iii/ en simulant à l'aide d'un modèle mécaniste 3D de transfert radiatif un PRI qui ne dépend ni de la contrainte hydrique ni de la variation saisonnière de la canopée. Ces 3 méthodes nécessitent des conditions variées en termes de contraintes hydriques sans aucune modification de la structure de la canopée. Puisque, dans les conditions de l'étude, la transpiration n'était donc pas l'indicateur suffisamment sensible, une mesure de la turgescence des feuilles par les sondes ZIM s'avère utile. En plus, l'étude a révélé le besoin d'un pas de temps adapté voire d'une position du capteur plus haute par rapport à la canopée. L'approche mécaniste semble aussi être prometteuse et utile pour améliorer les approches empiriques mais elle nécessite plus d'effort surtout en termes de paramétrisation.

Par ailleurs, l'analyse approfondie des données collectées sur le site de Nasrallah ont permis de caler un modèle d'échange sol-plante-atmosphère SURFEX-ISBA utilisé par Météo France. Ce modèle a la particularité de permettre de tester les différentes représentations des schémas de surface. Le défi dans cette partie a été de déterminer le nombre de sources nécessaires pour décrire de la façon la plus réaliste les échanges à l'interface sol-plante-atmosphère lorsque plusieurs surfaces contrastées de couverts végétaux bien développées verticalement et de larges bandes de sol nu coexistent au même endroit. Ceci a été appréhendé en distinguant autant de sources que de composantes et en traitant la surface comme une mosaïque de surfaces homogènes ou en incorporant pour une même surface deux sources différentes. Le système racinaire très développé à la surface, couvrant toute la partie sol nu de l'inter-rang renforce l'interaction entre les deux composantes et favorise la représentation couplée. Tous les indices statistiques prouvent que la méthode couplée est plus performante dans ce cas de figure. Cependant la partition de l'évapotranspiration n'était pas cohérente avec les observations à cause d'une très faible fraction de couverture. Les paramètres du modèle qui contrôlent ces flux élémentaires ont été sélectionnés et ajustés dans l'optique d'améliorer les résultats de la partition sans changer le modèle. La transpiration a été principalement sensible au taux de couverture des oliviers. En effet, utiliser un facteur de partition de 7%, qui correspond à la fraction de couverture de la végétation obtenue en projetant les couronnes des arbres au sol, donne une transpiration potentielle bien inférieure aux niveaux maxima de la transpiration observée. Ainsi, la transpiration actuelle simulée ne dépend pas des conditions hydriques. Cependant, représenter cet îlot sphérique de végétation comme étant une bande quatre fois plus dense (l'équivalent d'une fraction de

couverture de végétation de 0.28) a donné des valeurs de transpiration comparables à celles observées. Ceci est valable sur toute la période d'études sauf durant les saisons sèches de l'année la plus humide 2014 où une recharge des horizons profonds semble avoir eu lieu. Cette recharge a permis à la plante de maintenir des taux transpiratoires normaux même durant la saison sèche de l'été dans ce milieu semi-aride. La représentation de cette eau disponible en profondeur a nécessité une adaptation du code pour injecter un terme source dans l'équation du bilan hydrique de la dernière couche du sol. Pour reproduire le fonctionnement de ce couvert complexe, le modèle SVAT semble être efficace sous réserve d'une base de données complète pour la calibration et la validation.

Pour conclure, l'oliveraie de Nasrallah se caractérise par un pouvoir adaptatif aux conditions hydriques sévères, qui permet d'assurer la survie des plantations en milieu semi-aride. Une des clés de la réussite de ce système pluvial dans ces conditions d'aridité est le mode de conduite cultural. Les interventions culturales varient ainsi en fonction des conditions climatiques et plus spécifiquement la pluviométrie. La pratique de la taille tardive en présence de contrainte hydrique pour réduire la surface transpirante est une pratique courante. De plus, les labours superficiels (5 cm du sol), qui peuvent aller jusqu'à 5 passages au cours de la période estivale, contribuent efficacement à la limitation de l'évaporation de l'eau du sol.

Les perspectives de ces travaux sont multiples et concernent les aspects expérimentaux et ceux de modélisation qui sont interconnectés. Comme nous nous sommes intéressés à étudier la variabilité interannuelle de l'utilisation de l'eau par l'arbre, nous avons eu besoin d'un maximum d'années de mesures possibles ce qui a motivé le déplacement du site expérimental de Nasrallah, qui n'était plus adapté à nos objectifs de recherche (converti en irrigué et co-planté), vers un nouveau site « Taous ». Ce site se situe un peu plus au Sud dans la région de Sfax et possède des caractéristiques très semblables à celles de l'ancien site telles que l'écartement entre les arbres, l'âge de la plantation, la faible pente du terrain, etc. Ceci nous a offert l'avantage de continuer notre étude dans des conditions comparables mais en apportant cette fois-ci des améliorations sur la base des défaillances rencontrées en analysant les données de référence de Nasrallah. En effet, des mesures d'autres paramètres, qui s'avèrent utiles pour une meilleure compréhension du fonctionnement hydrique de l'arbre et de ses mécanismes d'adaptation, sont à prévoir. Notamment, les mesures de la turgescence des feuilles et donc du potentiel foliaire (Rodriguez-Dominguez et al., 2012) peuvent renseigner sur le fonctionnement stomatique à un pas de temps fin. De plus, une estimation du stockage transitoire de l'eau dans les faisceaux ligneux (Dichio et al., 2003) permet d'en tenir compte pour une gestion raisonnée de l'irrigation. L'information sur l'humidité du sol en profondeur est également nécessaire pour évaluer la transpiration provenant de l'extraction racinaire profonde et du volume du système racinaire (Moreno et al., 1996). Ainsi, les flux inverses au niveau des racines (root hydraulic lift, c'est-à-dire l'eau absorbée par les racines profondes dans un sol humide, libérée dans la couche supérieure du sol la nuit et y est stockée jusqu'à sa réabsorption par les racines le jour suivant) servent à homogénéiser le contenu en eau dans le sol et à exploiter toute l'eau disponible pour la plante (Nadezhdina et al., 2015). Quant à la proxidtection, un suivi rigoureux de la structure de la plante et de la fraction de couvert de végétation au soleil au long de la journée peut améliorer les relations avec les indicateurs de stress hydrique. Ainsi, l'utilisation d'autres domaines spectraux est aussi possible, notamment le radar pour le suivi du contenu en eau du couvert végétal et la fluorescence passive, en plein essor avec la mission FLEX à venir.

Une fois quantifiée, ces processus peuvent être traduits en équations physiques qui seront introduites dans le modèle SVAT. Cette modification permettra de tenir compte de tous les mécanismes contrôlant les échanges d'eau et d'énergie dans cette oliveraie. En plus, nous pourrions envisager à terme que l'indice de proxidetection comme $((T_v - T_a)/R_g)$ puisse être assimilé ou utilisé pour la calibration du SVAT. Ce travail réalisé va aller dans le sens de l'amélioration de la paramétrisation d'ISBA dans ce contexte particulier de couvert épars dans un climat semi-aride. En plus, l'application du modèle sur le nouveau site va permettre de valider les hypothèses adoptées dans cette étude et plus particulièrement celle de l'extraction racinaire profonde et de vérifier si c'est en rapport avec le caractère adaptatif des oliviers ou bien une particularité du site de Nasrallah. Le modèle bien calé servira de référence pour des travaux postérieurs de spatialisation pour étudier les flux de surface sur la plaine de Kairouan voire toute la Tunisie où les oliveraies conduites en pluviale présentent la culture dominante. En outre, il permettra, sur la base des projections climatiques disponibles à l'horizon de 2030 et de 2050 de générer des scénarios et de mieux cerner l'impact des sécheresses répétées sur l'arbre. D'ailleurs, une estimation du rendement des arbres instrumentés peut être utilisée pour établir des relations avec les cumuls annuels de transpiration et de précipitations (Bustan et al., 2015) et prédire les variations des rendements futurs.

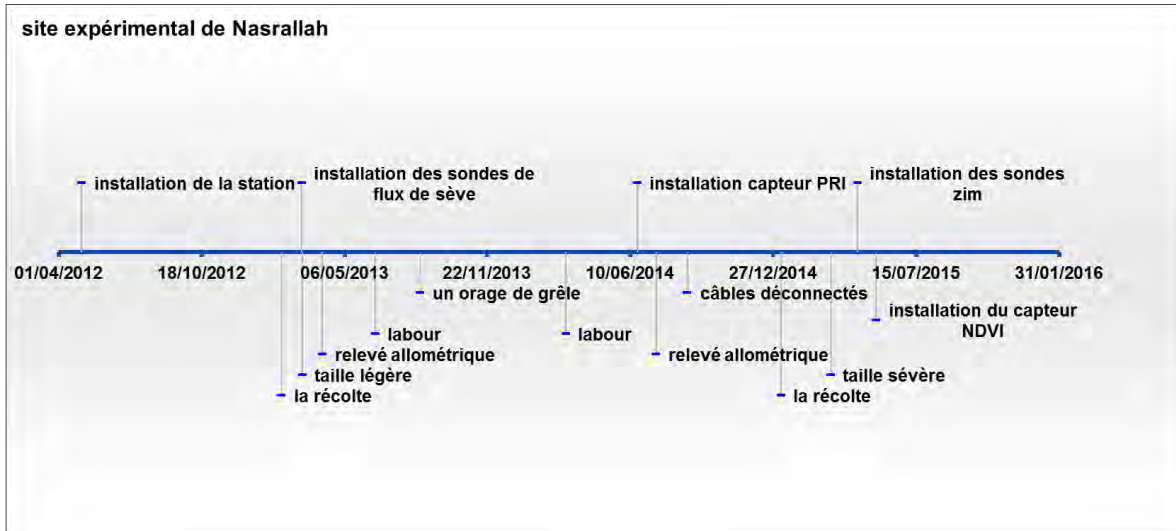
Par ailleurs, une application d'un modèle mécaniste 3d MAESPA, modifié par Vezy et al. (2018), qui associe le transfert radiatif à la photosynthèse en plus des deux bilans hydrique et énergétique, permettra de générer peut-être une partition d'évapotranspiration plus robuste pour ces couverts développés verticalement. Ce modèle tiendrait compte à la fois de la structure du couvert complexe et de la lumière interceptée ce qui semble être plus réaliste. Aussi, l'apport d'un modèle mixte type TVET (décrit dans le paragraphe I.3.2), qui comprend un schéma de surface intermédiaire entre le couplé et le découplé, peut être évalué.

Références

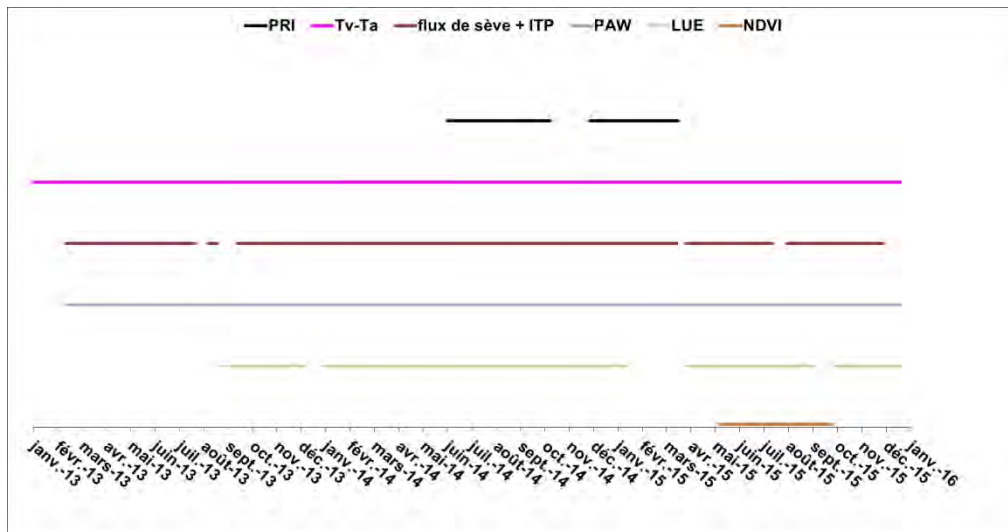
- Bustan, A., Dag, A., Yermiyahu, U., Erel, R., Presnov, E., Agam, N., Kool, D., Iwema, J., Zipori, I., Ben-Gal, A., 2015. Fruit load governs transpiration of olive trees. *Tree Physiol.* 36, 380–391. doi:10.1093/treephys/tpv138
- Dichio, B., Xiloyannis, C., Angelopoulos, K., Nuzzo, V., Bufo, S.A., Celano, G., 2003. Drought-induced variations of water relations parameters in *Olea europaea*. *Plant Soil* 257, 381–389. doi:10.1023/A:1027392831483
- Moreno, F., Fernandez, J.E., Clothier, B.E., Green, S.R., 1996. Transpiration and root water uptake by olive trees. *Plant Soil* 184, 85–96. doi:10.1007/BF00029277
- Nadezhkina, N., Ferreira, M.I., Conceição, N., Pacheco, C.A., Häusler, M., David, T.S., 2015. Water uptake and hydraulic redistribution under a seasonal climate: long-term study in a rainfed olive orchard. *Ecohydrology* 8, 387–397. doi:10.1002/eco.1545
- Rodriguez-Dominguez, C.M., Ehrenberger, W., Sann, C., Rüger, S., Sukhorukov, V., Martín-Palomo, M.J., Diaz-Espejo, A., Cuevas, M.V., Torres-Ruiz, J.M., Perez-Martin, A., Zimmermann, U., 2012. Concomitant measurements of stem sap flow and leaf turgor pressure in olive trees using the leaf patch clamp pressure probe. *Agric. Water Manag.* 114, 50–58. doi:10.1016/J.AGWAT.2012.07.007
- Vezy, R., Christina, M., Roupsard, O., Nouvellon, Y., Duursma, R., Medlyn, B., Soma, M., Charbonnier, F., Blitz-Frayret, C., Stape, J.-L., Laclau, J.-P., de Melo Virginio Filho, E., Bonnefond, J.-M., Rapidel, B., Do, F.C., Rocheteau, A., Picart, D., Borgonovo, C., Loustau, D., le Maire, G., 2018. Measuring and modelling energy partitioning in canopies of varying complexity using MAESPA model. *Agric. For. Meteorol.* 253–254, 203–217. doi:10.1016/J.AGRFORMET.2018.02.005

Annexes

Annexe IV. 1 : (a) la frise chronologique du site (les évènements en vert ; les dates d'installation des instruments en bleu et les interventions et les problèmes techniques en rouge) et (b) le diagramme de la disponibilité des données

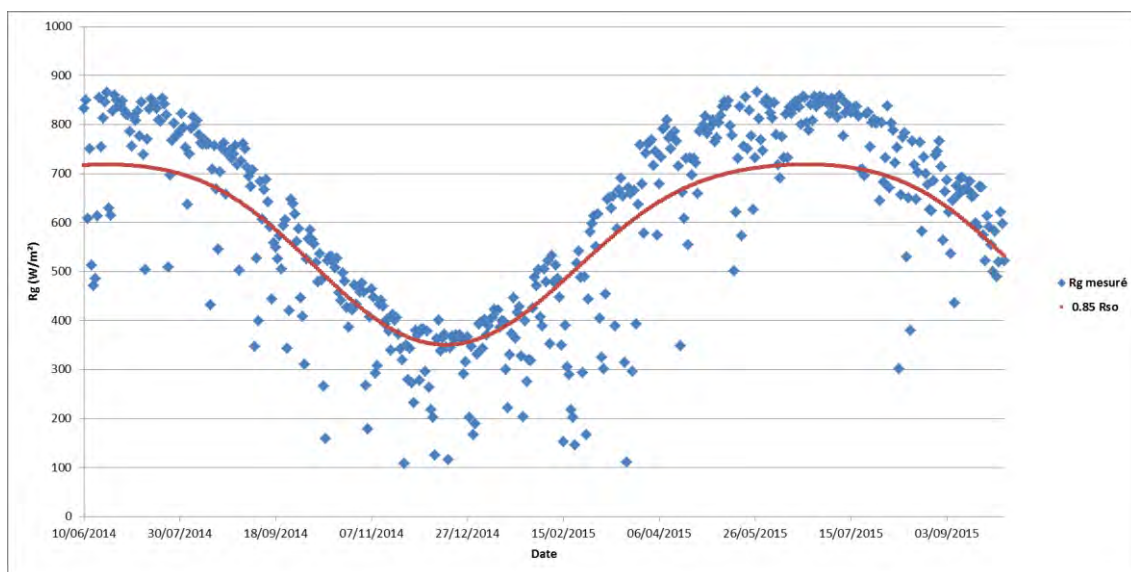


(a)



(b)

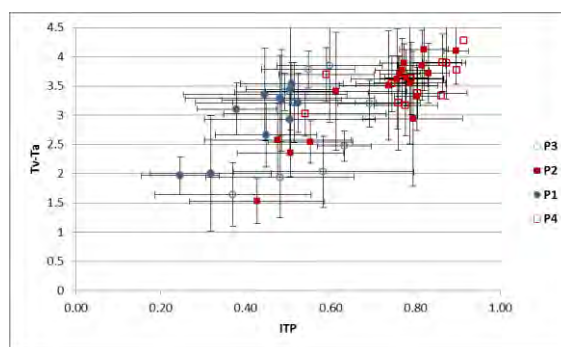
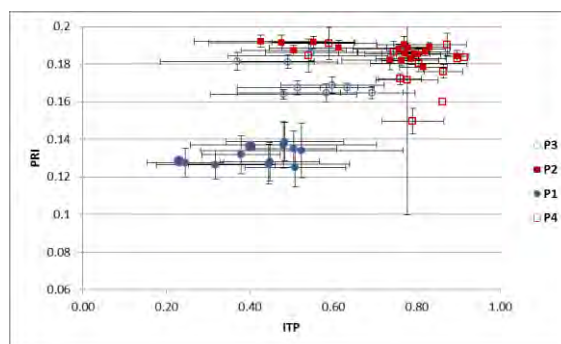
Annexe IV. 2: choix des journées dites « claires » ou « nuageuses »



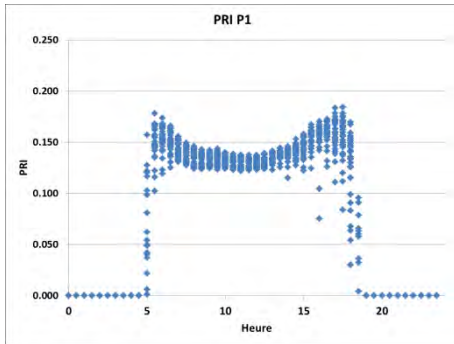
Le tableau suivant montre la variation de nombre de journées dites claires en fonction du critère sur le rayonnement global sélectionné.

critère	0.9	0.85	0.8	0.75	0.9+cv<10	0.85+cv<10	0.8+cv<10	0.75+cv<10	
nombre de jour		536	705	839	925	406	520	595	639

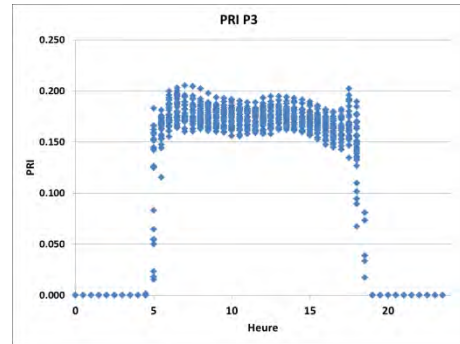
Annexe IV. 3 : la relation entre le PRI et T_v - T_a et la transpiration avec les écart-types associés



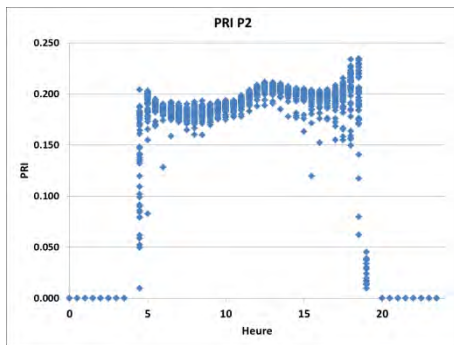
Annexe IV. 4 : la dynamique journalière du PRI pour les 4 périodes sélectionnées du stress hydrique



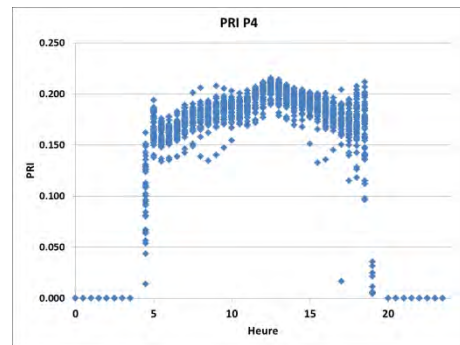
(a)



(b)

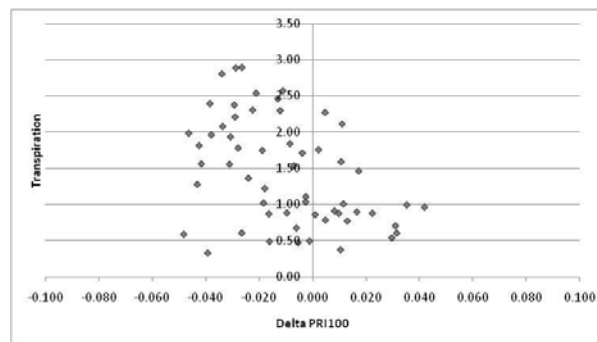
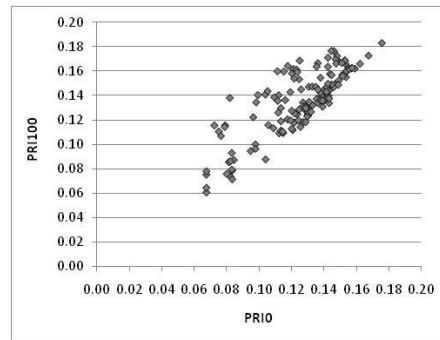


(c)

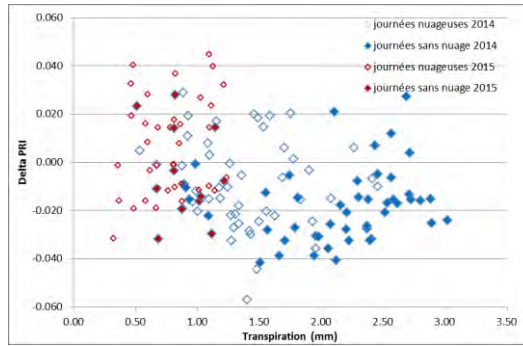


(d)

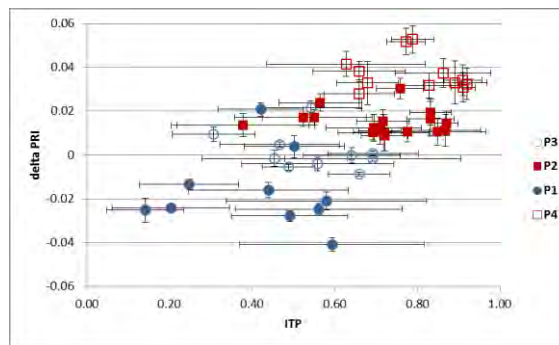
Annexe IV. 5 : différences entre PRI0 et PRI100



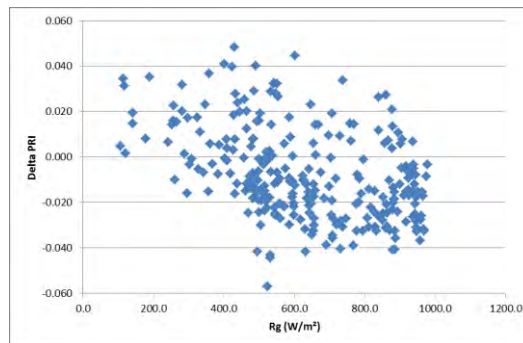
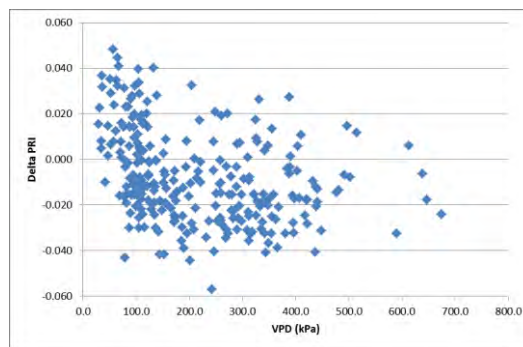
Annexe IV. 6 : distinction des données de 2014 et 2015 sur le graphe transpiration=fct(deltaPRI)

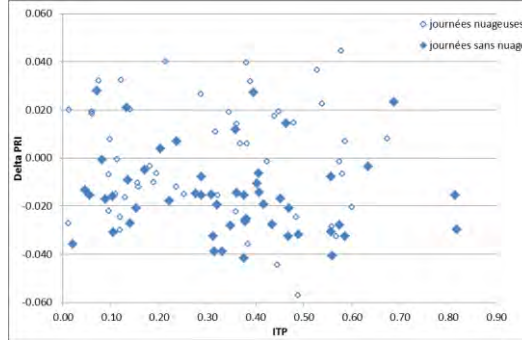
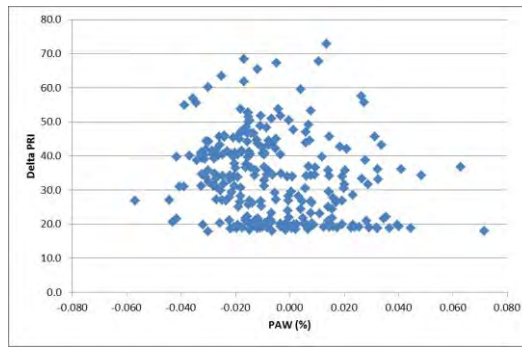


Annexe IV. 7 : la relation entre la transpiration et delta PRI avec les écart-types associés



Annexe IV. 8 : la relation entre le delta PRI et le VPD, l'ITP, La PAW%





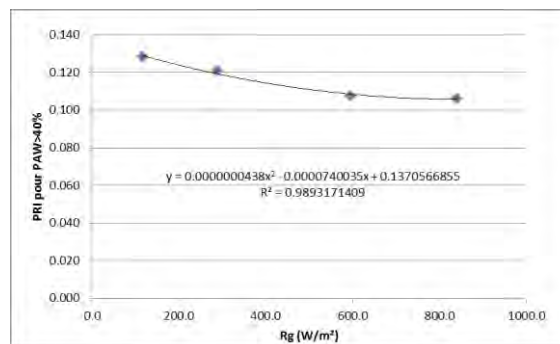
Annexe IV. 9 : calcul I_PRI

I_PRI (moy) \Rightarrow le PRI potentiel est la valeur moyenne de PRI_{11h-13h} pour les rg>1000 = 0.117 ± 0.028

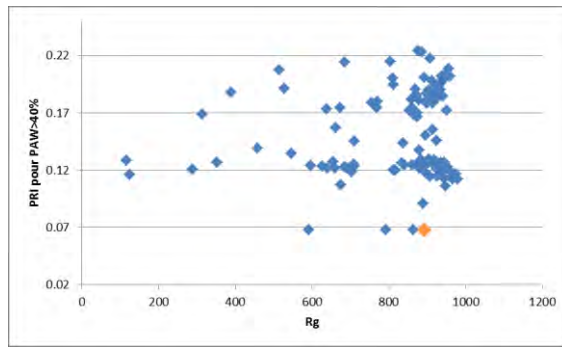
I_PRI (min) \Rightarrow le PRI potentiel correspond à la valeur minimum de PRI_{11h-13h} pour les rg>1000 = 0.113

I_PRI (min/rayt)= le PRI potentiel est la valeur minimum de PRI_{11h-13h} qui varie avec rayonnement

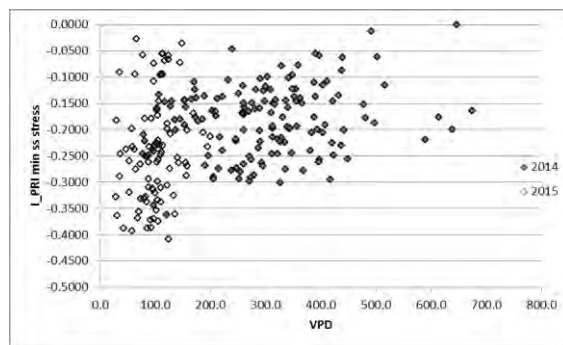
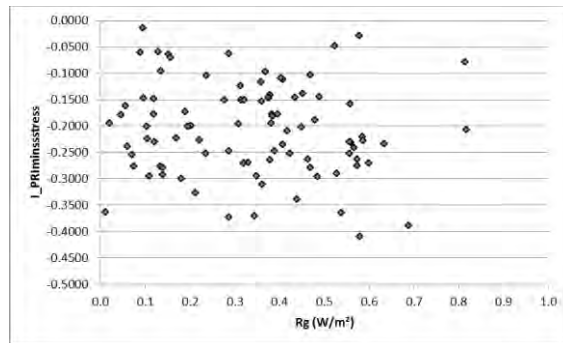
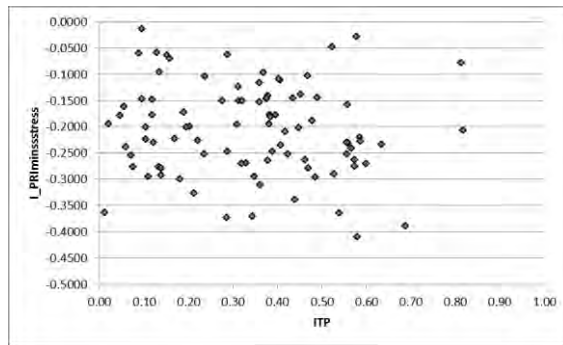
Ce PRI potentiel est mesuré à partir de l'équation de la courbe enveloppe RG=fct(PRI pour RU>40%)

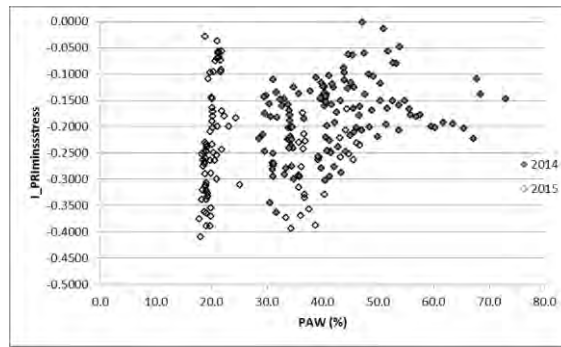


I_PRI (min ss stress)= le PRI potentiel correspond à la valeur minimale de PRI_{11h-13h} rencontrée en absence de manque d'eau (RU>40%) pour 2014 = 0.106 (le point en orange de la courbe)

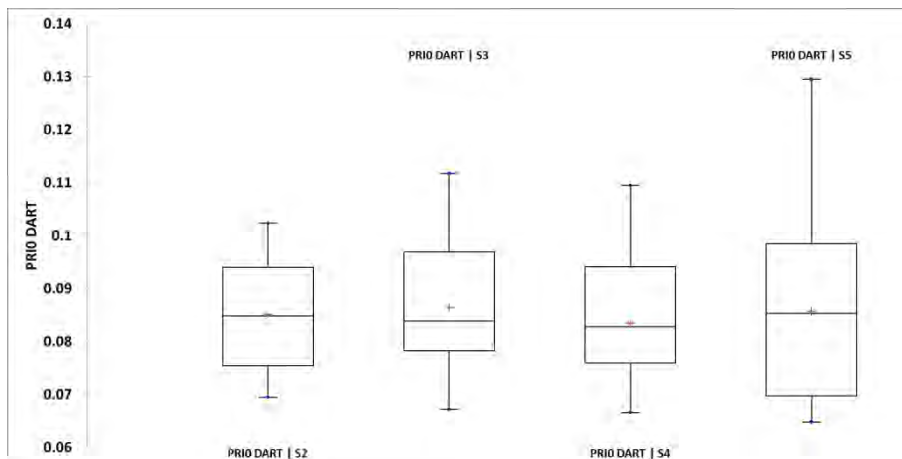


Annexe IV. 10 : la relation entre le I_PRI et le VPD, l'ITP, le PAW^{0%}





Annexe IV. 11 : les boîtes à moustache du PRI0 simulé par DART ; S2 : la croissance végétative de 2014 ; S3 : la période estivale de 2014 ; S4 : la croissance automnale de 2014 ; S5 : le repos hivernale de 2015



Annexe IV. 12 : les dynamiques du PRI0 mesuré et du PRI0 simulé

