



HAL
open science

Suivi de l'évapotranspiration des cultures irriguées du Sud de la Méditerranée par télédétection multi-capteurs et modélisation globale

Alhousseine Diarra

► **To cite this version:**

Alhousseine Diarra. Suivi de l'évapotranspiration des cultures irriguées du Sud de la Méditerranée par télédétection multi-capteurs et modélisation globale. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI; Université Cadi Ayyad (Marrakech, Maroc), 2017. Français. NNT : 2017PA066488 . tel-01803940

HAL Id: tel-01803940

<https://theses.hal.science/tel-01803940>

Submitted on 31 May 2018

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

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

Université Pierre et Marie Curie

Université Cadi Ayyad

Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement
UMR METIS 7619

Suivi de l'évapotranspiration des cultures irriguées du Sud de la Méditerranée par télédétection multi-capteurs et modélisation globale

Par Alhousseine Diarra

Spécialité : Ressources en eau dans l'agriculture

Dirigée par : Florence Habets & Saïd Khabba

Présentée et soutenue publiquement le 20/12/2017

Devant le jury composé de :

El Khadir LAKHAL	Professeur, Faculté des Sciences Semlalia Marrakech (Président)
Mehrez ZRIBI	Directeur de recherche CNRS, CESBIO-Toulouse (Rapporteur)
Abderrazak EL HARTI	Professeur, Faculté des Sciences et Techniques Béni Mellal (Rapporteur)
Christophe CAMBIER	Maître de conférences, UMMISCO-UPMC (Examineur)
Salah ER-RAKI	Professeur, Faculté des Sciences et Techniques Marrakech (Examineur)
Lionel JARLAN	Directeur de recherche, CESBIO-IRD (Examineur)
Florence HABETS	Directrice de recherche CNRS, METIS-UPMC (Co-directrice de thèse)
Saïd KHABBA	Professeur, Faculté des Sciences Semlalia Marrakech (Co-directeur de thèse)

FICHE PRÉSENTATIVE DE LA THÈSE

Nom et Prénom de l'auteur : Diarra Alhousseine

Intitulé du Travail: Suivi de l'évapotranspiration des cultures irriguées du Sud de la Méditerranée par télédétection multi-capteurs et modélisation globale.

Directeur(s) de Thèse (préciser,) :

- Saïd Khabba, Professeur de l'Enseignement Supérieur
Laboratoire de Modélisation Moléculaire et Écophysiologie (LMME), Département de Physique,
Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi Ayyad Marrakech.
- Habets Florence, Directrice de Recherche CNRS-FRANCE
Laboratoire des Milieux Environnementaux, Transferts et Interactions dans les hydrosystèmes et les
Sols (METIS)
Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France.

Coencadrant :

- Er-Raki Salah, Professeur Habilité
Laboratoire de Procédés, Métrologie et des Matériaux pour l'Energie et
l'Environnement(LPMME), Département de Physique Appliquée,
Faculté des Sciences et Techniques, Université Cadi Ayyad Marrakech.
- Jarlan Lionel, Directeur de Recherche
Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère (CESBIO), Toulouse,
Institut de Recherche pour le Développement.

Lieux de réalisation des travaux (laboratoires, institution,...) :

- Laboratoire de Modélisation Moléculaire et Écophysiologie (LMME), Département de Physique,
Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi Ayyad Marrakech.
- Laboratoire Mixte International " Télédétection et Ressources en Eau en Méditerranée semi
Aride » (LMI-TREMA). Center Jaber, Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi Ayyad,
Marrakech. « trema.ucam.ac.ma ».

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

- El Khadir Lakhal, Professeur de l'Enseignement Supérieur, Laboratoire d'Automatique de
l'Environnement et Procédés de Transfert (LAEPT), Faculté des Sciences Semlalia, Université Cadi
Ayyad Marrakech.
- El Harti Abderrazak, Professeur de l'Enseignement Supérieur, Laboratoire de Télédétection et des
Systèmes d'Information Géographique appliqués aux Géosciences et à l'Environnement (LTSIGGE),
Faculté des Sciences et Techniques, Université Sultan Moulay Slimane Béni Mellal.
- Zribi Mehrez, Directeur de recherche CNRS-FRANCE, Centre d'Etudes Spatiale de la BIOSphère
(CESBIO), Toulouse.

Cadres de Coopération (ou de soutien) :

- Programme Doctoral International « Modélisation des Systèmes complexes » (PDI MSC): Collaboration Institut de Recherche pour le Développement et Université Pierre Marie Curie
- Partenariat Hubert Curien (PHC) Maghreb 14MAG22/32592VE
- Project REC H2020/Rise (645642)
- Projet MISTRALS/CHAMO
- Laboratoire Mixte International LMI-TREMA.

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

Articles dans des revues internationales à comité de lecture

- **Diarra, A.**, Jarlan, L., Er-Raki, S., Le Page, M., Aouade, G., Tavernier, A., Boulet, G., Ezzahar, J., Merlin, O., Khabba, S. 2017. Performance of the two-source energy budget (TSEB) model for the monitoring of evapotranspiration over irrigated annual crops in North Africa. *Agricultura Water Managment*, 193 : 71–88. doi:10.1016/j.agwat.2017.08.007.
- **Diarra, A.**, Jarlan, L., Er-Raki, S., Le Page, M., Khabba, S., Bigeard, G., Tavernier, A., Chirouze, J., Fanise, P., Moutammani, A., Ezzahar, J., Kharrou, M.H., Chehbouni, G. 2013. Characterization of evapotranspiration over irrigated crops in a semi-arid area (Marrakech, Morocco) using an energy budget model. *Procedia Environmental Sciences*, 19 : 504-513. doi.org/10.1016/j.proenv.2013.06.057.
- Amazirh, A., Er-Raki, S., Chehbouni, A., Rivalland, V., **Diarra, A.**, Khabba, S., Ezzahar, J., Merlin, O. 2017. Modified Penman–Monteith equation for monitoring evapotranspiration of wheat crop: Relationship between the surface resistance and remotely sensed stress index. *Biosystems Engineering*, 164 : 68–84. doi:10.1016/j.biosystemseng.2017.09.015.
- Bontemps, S., Arias, M., Cara, C., Dedieu, G., Guzzonato, E., Hagolle, O., Inglada, J., Matton, N., Morin, D., Popescu, R., Rabaute, T., Savinaud, M., Sepulcre, G., Valero, S., Ahmad, I., Bégué, A., Bingfang, W., de Abelleira, D., **Diarra, A.**, Dupuy, S., French, A., ul Hassan Akhtar, I., Kussul, N., Lebourgeois, V., Le Page, M., Newby, T., Savin, I., Verón, S., Koetz, B., Defourny, P. 2015. Building a Data Set over 12 Globally Distributed Sites to Support the Development of Agriculture Monitoring Applications with Sentinel-2. *Remote Sensing*, 7 : 16062–16090. doi:10.3390/rs71215815.
- Jarlan, L., Khabba, S., Er-Raki, S., Le Page, M., Hanich, L., Fakir, Y., Merlin, O., Mangiarotti, S., Gascoïn, S., Ezzahar, J., Kharrou, M.H., Berjamy, B., Saaïdi, A., Boudhar, A., Benkaddour, A., Laftouhi, N., Abaoui, J., Tavernier, A., Boulet, G., Simonneaux, V., Driouech, F., El Adnani, M., El Fazziki, A., Amenzou, N., Raïbi, F., El Mandour, A., Ibouh, H., Le Dantec, V., Habets, F., Tramblay, Y., Mougénot, B., Leblanc, M., El Faïz, M., Drapeau, L., Coudert, B., Hagolle, O., Filali, N., Belaqziz, S., Marchane, A., Szczypta, C., Toumi, J., **Diarra, A.**, Aouade, G., Hajhouji, Y., Nassah, H., Bigeard, G., Chirouze, J., Boukhari, K., Abourida, A., Richard, B., Fanise, P., Kasbani, M., Chakir, A., Merah, H., Naimi, A., Mokssit, A., Kerr, Y. 2015. Remote sensing of water resources in semi-arid mediterranean areas: the joint international laboratory TREMA. *International Journal of Remote Sensing*. 36 (19) : 4879–4917. doi.org/10.1080/01431161.2015.1093198.

Communications dans des colloques nationaux et internationaux

- **Diarra, A., Jarlan, L., Er-Raki,S., Khabba, S.** 2016. Mapping of evapotranspiration using the two source energy balance tseb model on irrigated crops in semi arid area of Marrakech Morocco. International Conference on Geospatial Technologies for Water Resources (labeled COP22). Marrakesh-Morocco, 10 November 2016.
- **Diarra, A., Jarlan, L., Er-Raki,S., Khabba, S.** 2016. Comparison of two simple tools to retrieve evapotranspiration of irrigated agriculture in semi-arid areas: TSEB and FAO-56. European Geosciences Union (EGU) General Assembly 2016. Vienne-Autria, 17-22 April 2016.
- **Diarra, A., Jarlan, L., Er-Raki,S., Khabba, S.** 2016. Estimation of evapotranspiration of irrigated crops in Mediterranean semi-arid area: Remote sensing and Modelisation. Water, Energy and Climate Change (WECC). Marrakesh-Morocco, 1-4 June 2016.
- **Diarra, A., Jarlan, L., Er-Raki,S., Khabba, S.** 2015. Comparison of two models for estimating evapotranspiration of irrigated crops in semi arid area using remote sensing data: TSEB & FAO-56. CONFérence sur la Modélisation Mathématique et Informatique des Systèmes COMplexes. Paris-France. 10 November 2015.
- **Diarra, A., Jarlan, L., Er-Raki,S., Khabba, S.** 2015. Comparison of two simple tools to spatialize evapotranspiration of irrigated agriculture in semi-arid areas: Case of the Haouz plain in Morocco. The 1st International Electronic Conference on Remote Sensing (ECRS-1). 22 June - 5 July 2015.
- **Diarra, A., Jarlan, L., Er-Raki,S., Khabba, S.** 2015. Evolution de l'efficacité d'utilisation de l'eau par l'agriculture céréalière pluviale en Méditerranée du Sud par télédétection spatiale et modélisation globale. Lien avec le climat régional et les pratiques agricoles. SPRING SCHOOL on ADVANCED TECHNOLOGIES for SIGNAL & IMAGE PROCESSING (ATSIP'2015). Monastir-Tunisie, 21-24 March 2015
- **Diarra, A., Jarlan, L., Er-Raki,S., Khabba, S.** 2014. An Inter-comparison of two remote sensing-based models (TSEB AND FAO-56) for estimating evapotranspiration on irrigated crops. Les Systèmes d'Informations de l'Eau dans la Région Méditerranéenne. Rabat-Maroc, 20-21 Mars 2014.
- **Diarra, A., Jarlan, L., Er-Raki,S., Khabba, S.** 2014. Using the Two Source Energy Balance (TSEB) approach for estimating latent heat flux of irrigated crops in semi-arid area of Marrakech (Morocco). 7th International Conference on Thermal Engineering: Theory and Applications. Marrakesh-Morocco, 6-8 May 2014.
- **Diarra, A., Jarlan, L., Er-Raki,S., Khabba, S.** 2013. Characterization of evapotranspiration over irrigated crops in a semi-arid area (Marrakech, Morocco) using an energy budget model: Four Decades of Progress in Monitoring and Modeling of Processes in the Soil-Plant-Atmosphere System: Applications and Challenges. Naples 19-21 June 2013.
- **Diarra, A., Jarlan, L., Er-Raki,S., Khabba, S.** 2012. Utilisation de la télédétection/SIG pour l'estimation de l'évapotranspiration du blé et de la betterave dans une région Semi-aride du Maroc : African Association of Remote Sensing of the Environment (AARSE). El Jadida-Morocco, 5 November 2012.

Remerciements

Bien de temps s'est écoulé depuis mon arrivée au LMI TREMA ! Cette période a été pour moi très enrichissante, tant sur le plan scientifique qu'humain. J'ai en effet pu acquérir des compétences scientifiques et techniques inestimable dans un environnement humain agréable, ce qui, j'en ai bien conscience, constitue un double luxe. Je vais donc prendre le temps de manifester ma sympathie à tous ceux qui y ont participé de loin ou de près.

Je tiens tout d'abord à exprimer toute ma gratitude à mes directeurs de thèses : Saïd Khabba et Florence Habets. Merci pour toute la confiance dont vous avez fait preuve à mon égard. Vous m'avez inculqué bien de choses, de la méthodologie scientifique à la discipline dans le travail. Vos enseignements me suivront pour toujours. Je vous remercie tout particulièrement pour votre patience, vos encouragements et vos conseils avisés.

La ligne directrice de ce travail est à mettre au crédit de Lionel Jarlan, qui m'a proposé un sujet qui m'a tout de suite séduit malgré ma faible connaissance sur le domaine. Grâce à lui, j'ai eu la chance d'effectuer un travail exaltant et enrichissant. Ta rigueur et ton honnêteté scientifique ont constitué un socle important dans ma formation. Que Lionel trouve ici l'expression de ma plus profonde gratitude pour ces agréables années, tant pour tout ce qu'il m'a appris que pour les bons moments passer avec lui et sa famille. J'espère un jour atteindre ton niveau d'expertise dans le domaine

J'exprime ensuite toute ma reconnaissance au professeur Salah Er-Raki. Votre maîtrise aussi bien des aspects de la télédétection que de la modélisation ainsi que le suivi minutieux de chaque étape de cette thèse ont contribué à la qualité de ce travail. Je suis fière de proclamé avoir été un de vos doctorants.

J'associe à ces remerciements, Michel Le Page et Sylvain Mangiarotti. A Michel, pour toutes les subtilités techniques que tu m'as apprises. Depuis le géoréférencement des images satellitaire haute résolution jusqu'à la mise à disponibilité de plusieurs de tes codes python. A Sylvain, pour m'avoir fait découvrir le monde de la modélisation globale. Ta pédagogie de travail est un vrai délice. Mes sincères remerciements pour votre grande disponibilité.

Je suis très reconnaissant envers les rapporteurs qui ont accepté d'endosser la lourde charge d'examiner ce rapport avec un esprit critique dans un très court délai. De même que les membres du jury qui ont accepté de juger la qualité scientifique et la pertinence de ce travail. Merci pour sollicitude.

Viennent ensuite ceux que j'ai côtoyés au quotidien (doctorant(e)s, techniciens et stagiaires du LMI TREMA). Il serait difficile de vous citer et de mentionner tous ce que nous avons partagés. Donc, je vous dis juste MERCI.

Je remercie le Programme Doctoral International Modélisation des Systèmes complexes pour m'avoir octroyé une bourse de recherche et a permis la réalisation de cette thèse en cotutelle entre l'UCAM et l'UPMC. Merci aux projets PHC Maghreb et REC H2020/Rise pour leurs soutiens financiers lors des stages et des séjours de formations à l'international.

Je remercie également tous mes enseignants de la faculté des sciences semlalia et particulièrement les professeurs A. Ouhamou, L. Hassani, A. Lahrouni et S. Messoussi pour vos soutiens moraux, vos encouragements et pour certaines discussions qui m'ont permis de garder la tête hors de l'eau à des moments très difficiles.

A celui que je suis content d'appeler mon meilleur ami Rachid Ait Babahmed. Mon frère de parcours universitaire. Toi seul sais tous ce qu'il a fallu vraiment faire pour en arriver là. Merci de m'avoir aidé et soutenu pour tant de choses.

Enfin, merci à ceux qui me soutiennent depuis toujours. Ma mère, mon frère jumeau, mes deux sœurs et surtout mon cœur. Merci pour avoir su si discrètement louver entre les moments de déception, de joie, de colère, d'enthousiasme, de dépit, de stress etc... que je vous ai imposé depuis bien trop longtemps. A cette occasion, vous avez hérité incontestablement du plus mauvais rôle mais que vous avez endossé avec brio. Merci pour tout.

A tous ceux que j'oublie ici et qui ont contribué de près ou de loin à l'élaboration de ce travail... qu'ils y trouvent l'expression de ma profonde gratitude.

Résumé

Avec la pression croissante sur les ressources en eau accentuée par la menace des changements globaux, l'agriculture irriguée, surtout dans les régions semi-arides, se trouve confrontée à de nouvelles exigences. Une gestion optimale des ressources en eau est indispensable dans les périmètres irrigués afin d'éviter à la fois l'irrigation excessive et le stress hydrique dommageable aux cultures. Dans ce contexte, proposer un outil simple, parcimonieux et robuste, facile à mettre en place permettant de suivre le besoin réel en eau des cultures, à différentes échelles spatio-temporelles, permettrait d'apporter un indicateur tangible quant à l'efficacité de l'irrigation dans les périmètres irrigués. Ce travail de thèse a pour objectif d'évaluer et d'adapter plusieurs outils de suivi de l'évapotranspiration des cultures irriguées de l'échelle parcellaire à l'échelle régionale par l'utilisation de la télédétection multi-capteurs et multi-résolution. Notre zone d'étude est le bassin versant du Tensift au Maroc, objet d'étude du LMI TREMA (Jarlan et al., 2015) et support de l'observatoire Tensift. Nous avons identifié 3 outils : un modèle de bilan d'énergie de surface (TSEB ; Norman et al., 1995) piloté par une observation de température radiométrique qui renseigne indirectement sur l'état hydrique de surface ; l'approche à coefficient cultural double de la FAO-56 (Allen et al., 1998) qui prédit l'état hydrique de surface par la résolution d'un bilan hydrique mais nécessite en contre-partie de connaître précisément les apports d'eau, grandeur très incertaine sur les périmètres irrigués à l'échelle parcellaire ; la modélisation globale qui, par opposition aux deux autres, est une approche autonome ne nécessitant aucun forçage externe. Dans un premier temps, la confrontation des simulations du modèle TSEB à un ensemble de mesures expérimentales recueillies à l'échelle parcellaire durant 2 saisons agricoles ainsi qu'à l'approche FAO-56 préalablement calibrée sur les principales cultures de notre région d'étude sur la base de travaux antérieurs a permis de montrer que : - le modèle TSEB est très robuste et offre des performances acceptables pour la prédiction de l'évapotranspiration (RMSE < 1mm/jour sur 4 sites lors de deux saisons agricoles) ; - les bonnes capacités de cet outil pour la détection de stress hydrique ; - une bonne aptitude également à partitionner l'évapotranspiration entre évaporation du sol et transpiration de la plante. Dans un 2^{ème} temps, nous avons évalué les capacités prédictives d'un modèle global que nous avons développé sur la base d'une série temporelle d'évapotranspiration observée sur le terrain. La modélisation globale est basée sur la théorie des systèmes dynamique non-linéaire. Si elle ne possède pas les capacités explicatives des modèles mécanistes évoqués ci-dessus, peut être une bonne alternative pour la prévision de l'évapotranspiration. L'analyse de l'horizon de prévisibilité du modèle global que nous avons obtenu montre un intérêt limité pour les agriculteurs ou les gestionnaires puisque cet horizon n'excède pas 3h. Néanmoins, cette approche, très originale dans ce contexte, reste particulièrement séduisante et ouvre plusieurs perspectives. Enfin, nous avons développé un prototype « tout satellite », basé sur le modèle TSEB et qui utilise uniquement les produits gratuits MODIS et les ré-analyses ERA-Interim, pour le suivi spatialisée et à long terme de la consommation en eau des cultures dans le bassin versant du Tensift. Après une évaluation des forçages ERA-Interim, nous avons évalué la performance du prototype par (1) confrontation des prédictions des composantes du bilan d'énergie aux données expérimentales de l'observation Tensift et (2) confrontation de la consommation mensuelle prédite au niveau des principaux périmètres irrigués de la région aux apports d'eau mensuels fournis par l'office régional qui gère ces périmètres. Ainsi, on observe une forte surestimation (quasiment un facteur de 2) de l'eau réellement consommée par rapport aux apports d'eau, ce qui pourrait être lié à la forte multiplication des forages qui touche la région. Ce travail et les outils développés ouvrent des perspectives plus finalisées pour l'aide au pilotage et à la gestion de l'eau agricole dans les régions semi-arides.

Mots clés : Agriculture, Irrigation, Télédétection, Modélisation, Modélisation globale, TSEB, FAO-56, MODIS, ERA-Interim, Semi-aride.

Abstract

With the increasing pressure on water resources accentuated by the climate change threat, irrigated agriculture, especially in semi-arid zone, faced more challenges. Optimal management of water resources is essential in irrigated areas in order to avoid both excessive irrigation and water stress that is harmful to the growth of crops. In this context, proposing a simple, parsimonious and robust, easy-to-use tool for monitoring the crop water requirement at different spatial and temporal scales would provide a tangible indicator of irrigation efficiency over irrigated perimeters. This thesis aims to evaluate and adapt several tools for monitoring the evapotranspiration of irrigated crops from the plot scale to the regional scale through the use of multi-sensor and multi-resolution remote sensing observations. Our study area is the Tensift watershed in Morocco, studied by LMI TREMA (Jarlan et al., 2015) and supported by the Tensift observatory. We identified 3 tools: a surface energy balance model (TSEB; Norman et al., 1995) driven by a radiometric temperature observation that provides indirect information on surface water status; the FAO-56 dual crop coefficient approach predicts the hydric status by computing the water balance but requires the know precisely the water input, very difficult to obtain on the plot scale of irrigated perimeters ; global modeling which, as opposed to the first two, is an autonomous approach requiring no external forcing. Firstly, the comparison of the TSEB model simulations with a set of experimental measurements collected on a plot scale during 2 consecutive agricultural seasons and with the results of the calibrated FAO-56 dual crop coefficient approach has shown that : - the TSEB model is very robust and offers acceptable performance for the prediction of evapotranspiration (RMSE <1mm / day during the two agricultural seasons); - a good capabilities of TSEB model for detection water stress; - a good ability also to partition the evapotranspiration between evaporation of the soil and transpiration of the plant. In the second step, we evaluated the predictive capacities of a global model that we developed on the basis of a time series of evapotranspiration observed in the field. Global modeling is based on the theory of the non-linear dynamic systems theory. If it does not have the explanatory capabilities of the mechanistic models mentioned above, it may be a good alternative for predicting evapotranspiration. The analysis of the horizon of predictability of the global model that we obtained shows a limited interest for the farmers or the managers since this horizon does not exceed 3h. Nevertheless, this approach, very original in this context, remains particularly attractive and opens perspectives. Finally, we have developed a prototype, based on the TSEB model and using only MODIS free products and ERA-Interim reanalyses, for monitoring evapotranspiration at Tensift watershed scale and over long periods. After an evaluation of the ERA-Interim products, we evaluated the prototype performance by (1) comparing the predictions of the energy balance components to the experimental data from Tensift observatory and (2) comparing the predicted monthly consumption at the main irrigated perimeters of the region with monthly water supplies provided by the regional office which manages these perimeters. Thus, there is a strong overestimation (almost a factor of 2) of the water consumed compared to the inflow of water, which could be related to the high number of boreholes in the region. This work and the tools developed opens perspectives for piloting and managing agricultural water in semi-arid regions.

Keywords: Agriculture, Irrigation, Remote Sensing, Modeling, TSEB, FAO-56, Global Modeling, MODIS, ERA-Interim, Semi-arid.

ملخص الرسالة

مع تزايد الضغط على الموارد المائية والذي يتفاقم بسبب تهديدات التغيرات المناخية تواجه الزراعة المروية، وخاصة في المناطق شبه القاحلة، تحديات جديدة. لذلك فإن التسيير المعقلن للموارد المائية أمر ضروري في المناطق السقوية لتجنب الري المفرط والإجهاد المائي الذي يضر بالمحاصيل. في هذا السياق، فإن اقتراح أداة بسيطة و دقيقة وسهلة الإعداد والتي تجعل من الممكن رصد الحاجة الفعلية للزراعة من الماء، على نطاقات زمنية مختلفة، من شأنه أن يوفر مؤشرا ملموسا على فاعلية الري في المناطق المروية. تهدف هذه الأطروحة إلى تقييم و توضيح عدة أدوات لرصد تبخر و نتح الماء من المحاصيل المزروعة من نطاق الحقل إلى المستوى الجهوي عن طريق استخدام الاستشعار عن بعد ذو استبانة مكانية و زمانية جيدة. منطقة دراستنا هي منطقة الحوض المائي تانسيفت في المغرب. يرتكز هذا البحث على 3 أدوات: (1) نموذج توازن الطاقة على موجه بمراقبة درجة الحرارة الإشعاعية التي توفر معلومات غير (TSEB; Norman et al., 1995) السطح مباشرة عن حالة رطوبة السطح؛ (2) نهج المعامل الزراعي المزدوج الذي وضعته منظمة الأغذية و الزراعة الذي ينتبأ بحالة رطوبة السطح من خلال حل معادلة توازن المياه، وهذا (Allen et al., 1998) FAO-56 يتطلب معرفة دقيقة بموارد المياه، التي تعتبر صعبت المعرفة على مستوى الحقل؛ (3) النمذجة الشمولية على عكس الاثنين آخرين، هي نهج مستقل لا يعترضه أي إكراه خارجي. أولا تمت المقارنة بين نموذج المحاكاة لمجموعة من البيانات التجريبية التي تم جمعها على نطاق واسع خلال موسمين زراعيين متتاليين، TSEB الذي تم معايرته سابقا على المحاصيل الرئيسية في منطقة دراستنا. أظهرت FAO-56 وكذلك نتائج نموذج جيد ويقدم أداء مقبول للتنبؤ بتبخر و نتح الماء TSEB الدراسات التي أجريت سابقا ما يلي: - أن نموذج للكشف عن الإجهاد المائي. - قدرة TSEB في موسمين زراعيين؛ - القدرات الجيدة لـ $RMSE / j > 1$ جيدة للفصل بين تبخر الماء من التربة و نتح النباتات. ثانيا، قمنا بتقييم القدرات التنبؤية لنموذج شمولي الذي وضعناه على أساس سلسلة زمنية من تبخر و نتح الماء. ويستند هذا النموذج الشمولي على نظرية النظم الديناميكية غير الخطية. فحتى إذا لم يمتلك القدرات التوضيحية للنماذج الآلية المذكورة أعلاه، فإنه قد يكون بديلا جيدا للتنبؤ بتبخر و نتح الماء. ويظهر تحليل أفق قابلية التنبؤ بالنموذج الشمولي الذي حصلنا عليه اهتماما محدودا للمزارعين أو المسيرين لأن هذا الأفق لا يتجاوز 3 ساعات. ومع ذلك، فإن هذا النهج، الجديد في هذا السياق، لا يزال جذابا بشكل خاص ويفتح عدة أعمال مستقبلية. وأخيرا، قمنا بتطوير نموذج أولي يستند إلى نموذج من أجل الرصد المكاني على المدى ERA-Interim المجانية وإعادة تحليل MODIS و استخدام معطيات ، قمنا بتقييم أداء النموذج ERA-Interim الطويل لاستهلاك مياه الري في حوض تانسيفت. بعد تقييم البيانات الأولى من خلال (1) مقارنة التنبؤات لمكونات معادلة توازن الطاقة مع البيانات التجريبية لمرصد تانسيفت و (2) مقارنة الاستهلاك الشهري المتوقع في مناطق الري الرئيسية في المنطقة مع إمدادات المياه الشهرية التي يقدمها المكتب الجهوي الذي يدير هذه المناطق. وبالتالي، فإننا نلاحظ المبالغة في تقدير المياه المستهلكة بالفعل مقارنة مع تدفق المياه، والتي يمكن أن تكون ذات صلة بالزيادة الكبيرة في عدد الآبار المحدثة باستمرار في المنطقة. يمكن الاستنتاج أخيرا أن هذه الدراسة والأدوات المطروحة قد تفتح المزيد من الحلول العملية للمساعدة على إدارة معقلنة لمياه الري في المناطق شبه الجافة

الكلمات المفتاح: الزراعة، الري، الاستشعار عن بعد، النمذجة، النمذجة الاحتمالية، MODIS، FAO-56، TSEB، ERA-Interim، شبه القاحلة.

Sommaire

FICHE PRÉSENTATIVE DE LA THÈSE	i
Remerciements	iv
Résumé	v
Abstract	vi
ملخص الرسالة	vii
Sommaire	viii
Liste des figures	xi
Liste des tableaux	xvi
Chapitre I Contexte et problématique de l'étude.....	1
I. Ressources en eau et agriculture	2
II. Télédétection et modélisation de l'évapotranspiration.....	6
III. Objectifs et travail réalisé	10
IV. Organisation du document.....	12
V. Cadre de réalisation du travail.....	13
Chapitre II Les transferts sol-végétation-atmosphère: bases physiques, télédétection et modélisation	14
I. Introduction	15
II. Échanges d'énergie et d'eau à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère (SVA).....	15
1) Bilan d'énergie à la surface.....	16
a) Rayonnement net.....	18
b) Flux de chaleur dans le sol	19
c) Les échanges convectifs	20
III. Mesures expérimentales de l'évapotranspiration et des caractéristiques de surface	22
1) Approches hydrologique	22
a) Bilan hydrique	22
b) Le lysimètre.....	23
2) Approche météorologique.....	24
a) Le rapport de Bowen	24
b) Eddy covariance	24
c) La scintillométrie.....	26
3) Approche basée sur la physiologie végétale	27
a) Méthode du flux de sève	27
b) Méthode isotopique	28
4) Les caractéristiques de surface.....	31
a) La surface foliaire ou Leaf Area Index (LAI)	31
b) La fraction du couvert végétal (F_c)	33
c) L'albédo	33
IV. Estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle	34
1) Approche analytique de la méthode de Penman-Monteith	34
2) Approche empirique de la méthode du coefficient cultural	35
3) Méthode basée sur la modélisation du bilan hydrique.....	38
V. Spatialisation de l'évapotranspiration	38

1)	Rappel du processus de télédétection	39
2)	Caractérisation des états de surface par télédétection optique.....	42
a)	Signature spectrale des surfaces.....	42
b)	Caractéristiques spatio-temporelle et radiométrique.....	43
c)	Caractéristiques de surface par télédétection optique	45
3)	Caractérisation des états de surface par télédétection thermique.....	48
a)	Température de surface	48
b)	L'émissivité.....	50
VI.	Les modèles de télédétection	51
1)	Modèles empiriques	51
2)	Modèles basés sur le bilan d'énergie	52
a)	Approches mono-source et multi-sources	53
➤	Modèles mono-source	53
➤	Modèles double-source	55
➤	Modèles multi-sources	58
➤	Modèles contextuels.....	58
3)	Approches déterministes ou modèles de Transfert Sol-Végétation-Atmosphère (TSVA).....	59
VII.	Conclusions	60
Chapitre III Sites d'études, données et modèles		61
I.	Sites d'études.....	62
1)	Bassin versant du Tensift Al Houz	62
2)	La plaine du Haouz	64
3)	Périmètre irrigué R3 et système d'irrigation.....	66
II.	Les données expérimentales et satellitaires.....	68
1)	L'expérience 2011-2012	69
a)	Protocole expérimental.....	69
b)	Occupation du sol.....	73
c)	L'imagerie satellitaires	73
2)	L'expérience 2012-2013	77
a)	Protocole expérimental.....	78
3)	Cartographie de l'évapotranspiration.....	79
III.	Outils de modélisation	82
1)	Le « Two Source Energie Balance » modèle (TSEB)	82
a)	Présentation du modèle	83
b)	Principales équations.....	83
c)	Principe de résolution.....	85
a)	Entrées et paramétrisation	87
2)	Le modèle de la FAO-56.....	88
a)	Présentation du modèle	88
b)	Principe de résolution de l'approche à double coefficient cultural	89
c)	Implémentation sous ENVI-IDL©.....	92
d)	Entrées et paramétrisation	93
3)	La modélisation globale	95
a)	Présentation de l'approche	95
b)	Concepts et principes	96
c)	Algorithmes PoMoS & GloMo	98
d)	Implémentation sous R.....	99
IV.	Eléments d'analyse statistique.....	102
1)	Coefficient de corrélation	102

2) Coefficient de détermination.....	102
3) Erreur quadratique moyenne (RMSE)	103
4) Biais	103
Chapitre IV Évaluation des performances et des domaines de validité des modèles TSEB et FAO-56 sur les cultures annuelles irriguées	
I. Analyses des données expérimentales.....	105
1) Fermeture du bilan d'énergie	105
2) Surface foliaire et fraction du couvert	109
3) Température de surface.....	113
4) Les coefficients culturaux	116
II. Évaluations des modèles à l'échelle stationnelle	117
1) Cycle saisonnier de l'évapotranspiration	117
2) Évapotranspiration par phases de développement	121
3) Autres composantes du bilan d'énergie	124
4) Détection du stress hydrique	127
5) Partition de l'évapotranspiration.....	129
6) Analyse de sensibilité sur les paramètres de TSEB	131
III. Application à l'échelle de tout le périmètre irrigué R3	133
1) Evaluation de TSEB à l'heure de passage du satellite ASTER	133
2) Extrapolation de l'évapotranspiration instantanée en valeur journalière (mm/jour) 135	
IV. Conclusion.....	136
Chapitre V Application de la technique de modélisation globale pour la prévision infra- journalière de l'évapotranspiration.....	
I. Matériels & Méthodes	139
1) Série temporelle du flux de chaleur latente.....	139
2) Prétraitement de la série.....	140
II. Résultats & Discussion.....	142
1) Structure du modèle obtenu	142
2) Portrait de phase du modèle	142
3) Prévision du modèle.....	144
4) Horizon de prévision du modèle	145
III. Conclusion	147
Chapitre VI Spatialisation de l'évapotranspiration sur le Tensift	
I. Approche méthodologique et technique.....	149
II. Validation des données ERA-Interim	151
1) La température de l'air	153
2) L'humidité relative.....	155
3) La vitesse du vent.....	156
4) Le rayonnement global	157
III. Évaluations des composantes du bilan d'énergie	158
IV. Variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration sur le bassin du Tensift.....	162
V. Confrontation avec les irrigations mensuelles par périmètre irrigué	164
VI. Conclusions	166
Conclusions générale et Perspectives	
168	
Références bibliographiques	
176	

Liste des figures

Figure 1: Répartition, à l'échelle globale, de la ressource eau sous ces différents aspects. Source : www.consoglobe.com.....	2
Figure 2 : Schéma du cycle de l'eau. Source : USGS.....	3
Figure 3: Indice d'efficacité de l'eau dans les secteurs de l'eau potable (EP) et de l'irrigation par pays (2005-2010), dans le bassin méditerranéen. Source : Blinda & Giraud, 2012.	4
Figure 4: Analyse historique des températures moyennes entre 1981-2010 et 1911-1940 (à gauche) et des précipitations (à droite) sur les mêmes périodes à une résolution de 0.5°. Source : Szczypta et al., en préparation.	5
Figure 5: Changements des précipitations et des températures annuelles à l'horizon 2080-2099 par rapport à 1980-1999 (moyenne de 21 modèles). Source : Adapté de GIEC, 2008.....	5
Figure 6. Les différentes composantes du bilan d'énergie. R_n : radiation net (échanges radiatifs). G : flux de chaleur dans le sol (échanges conductifs). H : flux de chaleur sensible (échanges convectifs). LE : flux de chaleur latente (échanges convectifs), F_c représente la fraction du sol couverte la végétation.	17
Figure 7: Représentation schématique des bilans d'énergie de jour et de nuit au niveau de la surface (D'après Guyot, 1999). Les flèches indiquent le sens des flux et leur longueur l'importance relative de chaque composante.....	18
Figure 8: Echanges radiatifs simplifiés dans l'ensemble Surface-atmosphère.....	19
Figure 9: Schéma d'une cuve lysimétrique (Tiré de Musy et Soutter, 1991).....	23
Figure 10: (a) Illustration de la fluctuation turbulente au dessus d'une surface. (b) Photo d'une station de mesure par eddy covariance.....	25
Figure 11: Illustration du dispositif de mesure de l'évapotranspiration par scintillométrie. Source : Rapport SuDmed, 2007.....	27
Figure 12: Illustration de deux des technique de mesure du flux de sève (a)-Méthode HRM ; b)- Méthode TDP installée sur le tronc d'un olivier. Source : Rapport SuDmed, 2007.	28
Figure 13: Dispositif expérimental de la récolte des mesures isotopique par piégeage cryogénique. Source : Adapté de Aouade, 2012.	30
Figure 14: Echelle des valeurs du LAI, caractéristique de certaines surfaces.	31
Figure 15: (a)- Exemple d'objectif de type FC_E8 Fish-eye ; (b) exemple de photographie hémisphérique sur un couvert de blé ; (c) exemple de la procédure de traitement numérique des photos prise.	32
Figure 16: Evolutions typiques du coefficient cultural K_c . Source : Adapté de Allen et al. (1998).	36
Figure 17: L'effet de l'évaporation sur le K_c . La ligne horizontale représente le K_c lorsque la surface du sol est maintenue humide. La courbe correspond au K_c lorsque la surface du sol est sèche, mais la culture reçoit suffisamment d'eau pour maintenir la transpiration. Source : Adapté de Allen, 1998.....	37
Figure 18: Le processus de télédétection spatiale. A :Source d'énergie qui illumine la cible ; B : Les interactions entre le rayonnement et l'atmosphère ; C : Interaction de l'énergie avec la	

cible (phénomène d'absorption, de diffusion et de transmission) ; D : L'énergie émise par la cible est captée puis enregistrée par le capteur ; E : L'énergie enregistrée est transmise à une station de réception et transformée en image numérique ; F,G : L'image peut être analysée, traitée et interprétée et l'information de cette image peut être utilisée. Source : (CCRS/ CCT)	40
Figure 19: Spectre du rayonnement et transparence de l'atmosphère. Les courtes longueurs d'onde sont comprises entre 0.3 et 3 μm , tandis que les ondes longues sont comprises entre 3 et 10 μm . Source : Adapté de Benhadj, 2008.....	41
Figure 20: Illustrations des différentes interactions entre le rayonnement électromagnétique et une feuille. Source : Adapté de Soudani, 2005.	42
Figure 21: Signature spectrale, caractéristique de certaines surfaces naturelles. Source : Adapté de Benhadj, 2008.	43
Figure 22: Temps de revisite et résolution spatiale approximatifs des principaux capteurs de télédétection.	44
Figure 23: a)- Photo du CROPSCAN, type MSR89, accompagné de sa canne et de son boîtier d'acquisition. b)- Illustration de l'acquisition de données par le CROPSCAN sur le terrain. .	47
Figure 24: Illustration de la représentation de la température radiométrique, la température aérodynamique, la température de l'air et du réseau de résistane dans les modèles mono-source.	54
Figure 25: a)- Illustration de la représentation du bilan d'énergie double source ; b)- Représentation du réseau de résistane en parallèle (c)- en série et des températures : radiométrique, aérodynamique, de l'air, du sol et de la végétation dans les modèles doubles sources.	56
Figure 26: Situation géographique du bassin versant du Tensilft, de son réseau hydrographique ainsi que la limite de la plaine du Haouz.	63
Figure 27: Situation géographique de la plaine du Haouz et du réseau hydrographique, ainsi que les différents périmètres irrigués.	66
Figure 28: Parcelles et réseau d'irrigation sur le périmètre irrigué de R3. L'occupation du sol de la saison agricole 2011-2012 est présentée en fond. Les canaux d'irrigation sont en jaune. Dans les encadrés gauches se trouvent les délimitations des parcelles instrumentées avec les transects de mesure et les positions des stations.	68
Figure 29: Haut : Occupation du sol et localisation des deux parcelles (blé et betterave) instrumentées durant la saison 2011-2012. Bas : Photos des différents instruments installés. a)- Station d'eddy covariance sur le blé, b)- Station d'eddy covariance sur la betterave, c)- Krypton KH20 et anémomètre sonic 3D, d)- radiomètre CNR1, e)-Vaissala, f)- thermo-radiomètre,g)-Photo de la fosse du sol.	70
Figure 30: Illustration des transects de mesure sur les parcelles (a-b) ; Photo d'une Thétaprobe (c); Photo d'une mesure par le CROPSCAN (d) ; Exemple de photos hémisphériques (e).	71
Figure 31: Illustration des points de prise de mesure d'humidité superficielle et de photos hémisphériques, dans un rayon de 1Km autour des deux stations instrumentées. La grille, en rouge, correspond à la résolution d'une grille MODIS. Les annotations sont ainsi : BL (Blé) ; BT (Betterave) ; SN (Sol Nu) ; OL (Olivier) ; PT (Pomme de Terre).	72
Figure 32: Station météorologique installée dans la zone R3.	72

Figure 33: Illustration du calendrier d'acquisition des images satellites et données terrain d'humidité superficielle.....	75
Figure 34: Exemple de prise de points d'amers, image de base à gauche et image brute à droite.....	76
Figure 35: A droite, Exemple de prise de pseudo-invariant, image de base à gauche et image brute à droite. A gauche, Exemple de droite de régression entre les valeurs des canaux proche infrarouge et du rouge du CROPSCAN MSR 87, daté du 23-02-2012 (axe X) et la réflectance des invariants de l'image SPOT5 du 20-02-2012 (axe Y).	77
Figure 36: L'occupation du sol et la localisation des parcelles de Blé Nord et Sud lors de la saison agricole 2012-2013.....	78
Figure 37: Calendrier d'acquisition des images satellites Spot4 (Take5), Spot5 et LandSat8 (L8) durant la saison 2012/2013. Les images Landsat8 (L8) n'ont pas été utilisées pendant l'expérience et ne sont indiquées qu'à titre de référence. Les trous de la série SPOT4 ne sont dus qu'à la couverture nuageuse. Source : Adapté de Le Page et al. (2014).	79
Figure 38: Tuiles MODIS en projection sinusoïdale. En rouge la tuile (h17v5) correspondante à notre zone d'étude.	81
Figure 39: Algorithme de résolution du bilan d'énergie de TSEB. Source : French, 2001.	87
Figure 40: Illustration du fonctionnement du modèle TSEB. Les entrées sont à gauche et les sorties du modèle sont à droite.....	88
Figure 41: Interface du logiciel SAMIR qui se présente sous forme d'un menu fonctionnant sous le logiciel ENVI.	93
Figure 42: Illustration du fonctionnement du logiciel SAMIR. Les entrées sont à gauche et les sorties du logiciel sont à droite.....	95
Figure 43: Diagramme de l'algorithme PoMoS. Source : Adapté de Mangiarotti et al. (2012).	99
Figure 44: Illustration de la procédure d'application de la modélisation globale à la série temporelle d'évapotranspiration.....	101
Figure 45: Fermeture du bilan d'énergie sur les 4 sites instrumentés des saisons agricoles 2011-2012 et 2012-2013.	106
Figure 46: Superposition de la série temporelle du flux LE (W/m ²), brute et corrigée par les deux approches de Bowen ratio et résiduelle.	107
Figure 47: Fermeture du bilan d'énergie sur les 4 sites instrumentés, après la correction du LE par la méthode du Bowen ratio.	108
Figure 48: Comparaison des flux convectifs mesurés par le capteur KH20 et le capteur Li-Cor, lors de la période de fonctionnement commune.....	109
Figure 49. (a)-(b) Relation LAI-NDVI et (c)-(d) Fc-NDVI, sur la parcelle de blé et de betterave de la saison agricole 2011-2012.	111
Figure 50: Relation LAI-NDVI, sur la parcelle de blé et de betterave de la saison agricole 2011-2012. (En rouge le NDVI provenant du capteur SPOT5).	112
Figure 51: Cartes des valeurs d'indice foliaire LAI sur toutes les parcelles de blé et de betterave de R3 aux dates d'acquisition des images ASTER, l'échelle de couleur va de 0 (bleu foncé) à 4 (rouge orangé).	113

Figure 52: Evolution des moyennes horaires de la température de l'air (T_a) et de la température de surface (T_s) sur la parcelle de Blé de la saison 2011-2012.	114
Figure 53: (a) Validations des données de température de surface ASTER et (b) des albédos SPOT5 et SPOT4 (Take5).	115
Figure 54: Relation Kcb-NDVI pour la culture de betterave 2011-2012.	117
Figure 55: Cycle saisonnier de l'ET, simulé par les deux modèles sur les deux saisons 2011-2012 et 2012-2013.	120
Figure 56: L'évapotranspiration simulée par les deux modèles (TSEB et l'approche à coefficient cultural double de la FAO-56) pour les 4 stades phénologiques.	123
Figure 57: Comparaison entre les termes du bilan d'énergie (R_n , H et G), simulés par TSEB et mesurés au niveau des 4 stations d'eddy covariance.	125
Figure 58: Diagramme de Taylor des 4 composantes du bilan d'énergie, sur les 4 sites instrumentés.	126
Figure 59: Comparaison de l'indice de stress SI observé et simulé, par TSEB et par l'approche à double coefficient cultural de la FAO-56, sur les 3 parcelles de blé.	128
Figure 60 : Comparaison entre les évaporations du sol simulées par les deux modèles (TSEB et approche à double coefficient cultural de la FAO-56) et les mesures d'humidité superficielle.	131
Figure 61: Analyse de l'effet de la variation des 3 paramètres sensibles (α_{PT} , k_{apa} , Γ) de TSEB sur l'estimation de l'ET, sur les deux parcelles 2012-2013.	132
Figure 62: Comparaison des estimations instantanées du modèle TSEB par rapport aux mesures par eddy-covariance, des 4 composantes du bilan d'énergie. Les signes pleins correspondent aux données sur le blé 2011-2012, et les signes creux aux données sur la betterave 2011-2012.	134
Figure 63: Extrapolation des estimations instantanée du flux de chaleur latente du modèle TSEB à l'heure de passage du satellite par la méthode de Ryu et al. (2012).	136
Figure 64: Série temporelle originale des mesures de flux de chaleur latente (LE) sur la culture de betterave, saison 2011-2012.	140
Figure 65: (a)- Série temporelle de flux chaleur latente, filtrées des données aberrantes et fortement négatives. (b) – Superposition de la série temporelle de flux chaleur latente, avant et après filtrage. Focus sur quelques jours, afin de mettre en évidence le cycle journalier.	141
Figure 66: Superposition de la série de initial de flux de chaleur latente (LE) à la série sur-échantillonnée à un pas de temps plus fin.	142
Figure 67: Portraits de phase reconstruits à partir du signal observé et ses dérivées première et seconde (a, b, c) et reconstruits à partir du signal reconstruit par le modèle et ses dérivées première et seconde du modèle (d-f).	143
Figure 68: Superposition de la série de flux de chaleur latente sur-échantillonnée (rond noir) à la série simulée par le modèle (trait orange). Focus sur une journée (hivernale), lors du basculement du flux de chaleur latente dans une journée.	144
Figure 69: Exemple de carte d'erreur de prévision du modèle en fonction du temps (nombre de jours, en ordonnée) et de l'horizon de prévision (nombre d'heure, en abscisse).	146

Figure 70 : Statistiques sur les valeurs absolues des erreurs de prédictions du modèle pour plusieurs conditions initiales tout au long de la saison.	146
Figure 71: Résumé de la procédure d'utilisation du prototype « tout satellite ».	150
Figure 72: Localisation de quelques : périmètres irrigués, stations météorologiques et stations de mesure de flux par eddy covariance, dans le bassin versant du Tensift.	152
Figure 73: Comparaison des valeurs journalières de température issue des données ERA-Interim à celui des stations météorologique installée dans le bassin versant du Tensift.	154
Figure 74: Comparaison des valeurs journalières de l'humidité relative issue des données ERA-Interim à celui des stations météorologique installée dans le bassin versant du Tensift.	155
Figure 75: Comparaison des valeurs journalières de la vitesse du vent issue des données ERA-Interim à celui des stations météorologique installée dans le bassin versant du Tensift.	156
Figure 76: Comparaison des valeurs journalières de température issue des données ERA-Interim à celui des stations météorologique installée dans le bassin versant du Tensift.	157
Figure 77: Evaluation des 4 composantes du bilan d'énergie, simulés par TSEB sur le site Agdal, 2003.	160
Figure 78: Evaluation des 4 composantes du bilan d'énergie, simulés par TSEB sur le site Blé Sud, 2013.	161
Figure 79: Evaluation des 4 composantes du bilan d'énergie, simulés par TSEB sur le site Bour, 2014.	161
Figure 80: Climatologie de l'évapotranspiration mensuelle issue du prototype « tout satellite », sur la période 2001-2015. L'échelle va du bleu (0 mm/jour) au jaune vif (5 mm/jour).	163
Figure 81: Cartes d'anomalie mensuelle de l'ET sur le Tensift, pour deux années contrastées : 2009 et 2012.	164
Figure 82: Confrontations des évapotranspirations, additionnées des précipitations, cumulées mensuellement et agrégées au niveau des périmètres irrigués, aux apports d'eau de surface de l'ORVMAH pour l'année 2011.	165

Liste des tableaux

Tableau 1: Quelques valeurs d'albédos caractéristiques de certaines surfaces.....	34
Tableau 2: Caractéristiques des capteurs SPOT5 et ASTER.	74
Tableau 3: Liste des produits MODIS utilisés ainsi que leurs caractéristiques.	80
Tableau 4: Statistiques de comparaison entre les valeurs journalières des deux approches et les mesures <i>in situ</i> , pour les 4 stades phénologiques.....	122
Tableau 5: Statistique sur la comparaison entre les flux (H, Rn et G) mesurés au niveau des stations d'eddy covariance et simulés par TSEB, sur les 4 sites instrumentés.	125
Tableau 6: Pourcentages de transpiration mesurée par Isotopie et simulée par les deux approches TSEB et FAO-56, sur les sites de Blé 2011-2012 et Blé Sud 2012-2013.....	130
Tableau 7: Liste des acquisitions ASTER, avec la mention de la raison du non utilisation de certaine date.....	133
Tableau 8: Statistiques (W/m^2) associées, à la comparaison entre les 4 composantes du bilan d'énergie simulée par TSEB et les valeurs estimées par les stations d'eddy covariance, à l'heure de passage du satellite.	134
Tableau 9: Liste de quelques stations météorologiques installées sur le bassin versant du Tensift, suivi et entretenues par l'onservatoire Tensift, utilisées pour la validation des données ERA-Interim.....	151
Tableau 10: Statistiques globales de la comparaison entre les ré-analyses ERA-Interim et les données issues des stations météorologiques.	153
Tableau 11: Liste des stations micro-météorologiques installées sur le bassin versant du Tensift ainsi que leurs caractéristiques.....	158
Tableau 12: Statistiques globales de la comparaison entre les composantes du bilan d'énergie fourni par le prototype « tout satellite » TSEB et les flux des différentes stations d'eddy covariance.....	162
Tableau 13: Statistiques des comparaisons entre les évapotranspirations additionnées des précipitations, cumulées mensuellement et agrégées au niveau des périmètres irrigués par aux apports d'eau de surface de l'ORVMAH pour l'année 2011. Les identifiants et les index correspondent aux numérotations officielles au niveau de l'agence.....	165

Chapitre I

Contexte et problématique de l'étude

I. Ressources en eau et agriculture

La gestion de l'eau est une des priorités des politiques environnementales dans les pays développés et, de plus en plus, dans les pays en développement. La très faible disponibilité de l'eau douce, qui ne représente que 3% de l'eau totale sur terre (Figure 1), sa répartition inégale à l'échelle de la planète (régions humides et arides), combiné à la forte croissance démographique mondiale (10 milliard à l'horizon 2050¹), ainsi qu'aux changements climatiques, notamment les épisodes de sécheresse, rendent nécessaire et urgente l'optimisation de l'utilisation de l'eau.

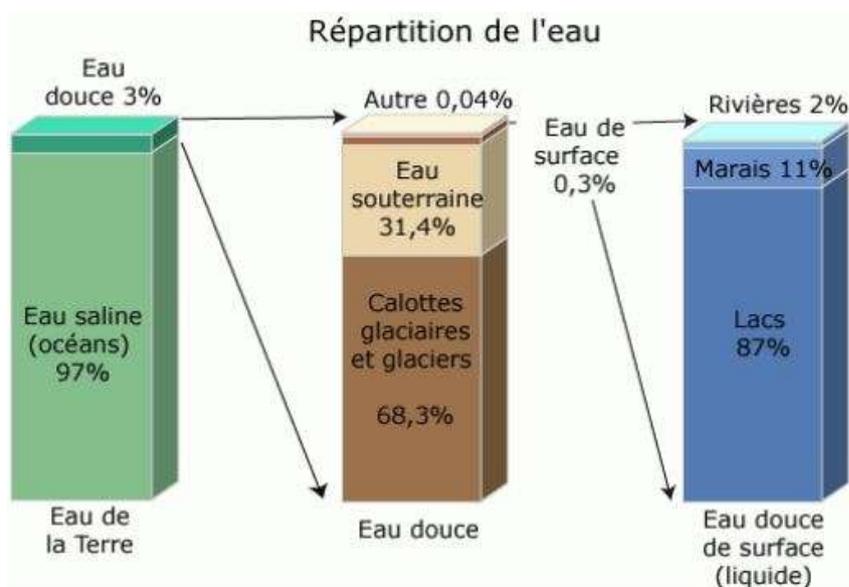


Figure 1: Répartition, à l'échelle globale, de la ressource eau sous ces différents aspects. Source : www.consoglobe.com.

L'eau suit un cycle (Figure 2) qui lui fait parcourir de grands réservoirs d'eau à l'état liquide, solide ou vapeur : les océans, l'atmosphère, les lacs, les cours d'eau, les nappes d'eaux souterraines et les glaciers. Elle retourne ensuite vers l'atmosphère par évaporation sur les surfaces d'eau libre et par évapotranspiration sur les surfaces terrestres vers l'atmosphère sous l'effet de l'énergie solaire.

¹Rapport du centre d'actualité de l'Organisation des Nations Unies (ONU ou UN pour Union Nations en anglais), du 21 Juin 2017. <http://www.un.org/apps/newsFr/storyF.asp?NewsID=39703#.WUzcovy71>

Chaque année, 119 000 km³ d'eau tombent sur les terres par le biais des précipitations et 74 200 km³ d'eau s'échappent dans l'atmosphère par le biais de l'évapotranspiration. L'évapotranspiration est la somme de l'évaporation du sol et de la transpiration de la plante. C'est un terme clé du cycle de l'eau continental, d'autant plus sur les zones semi-arides où 80% de l'eau est recyclée vers l'atmosphère (Koster et al., 2004). Si le bilan des surfaces terrestre est positif à l'échelle globale, il est compensé par celui des surfaces océaniques et surfaces d'eau libre qui est négatif, avec chaque année 450 000 km³ de précipitations et 502 800 km³ d'évaporation.

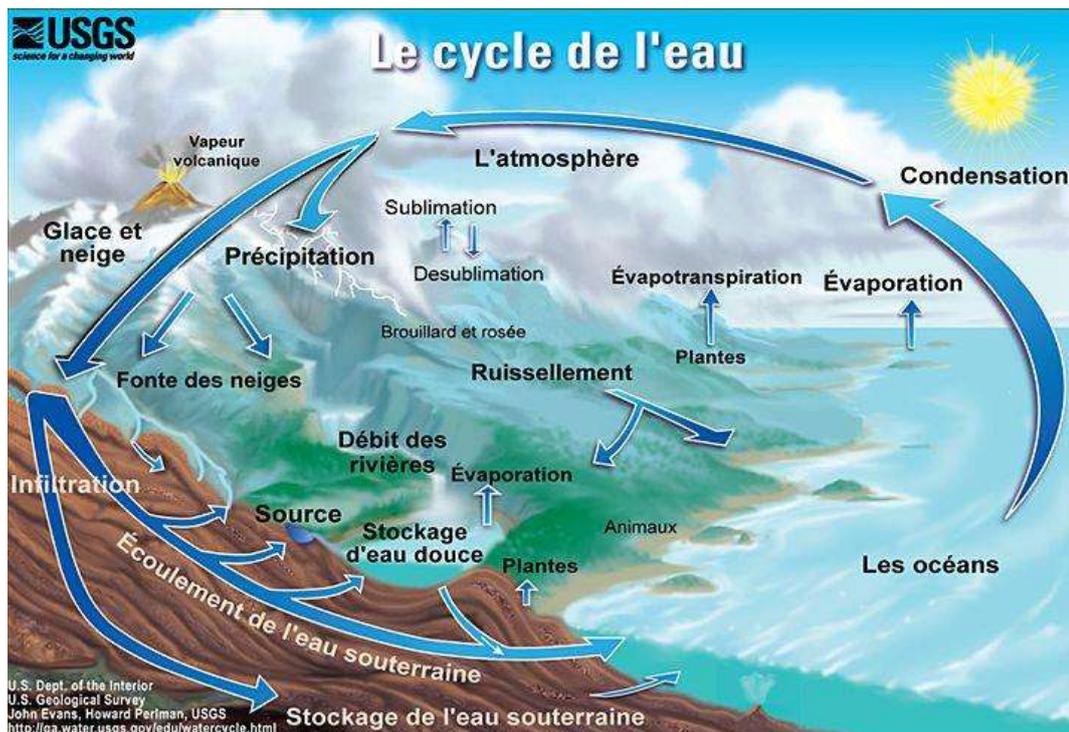


Figure 2 : Schéma du cycle de l'eau. Source : USGS.

Durant son cycle continental, l'eau est au cœur des pratiques agricoles. Dans le monde, l'agriculture est responsable de près de 70% de la consommation en eau douce².

Puisque l'agriculture représente l'usage anthropique majoritaire des ressources en eau, toute économie faite sur l'eau agricole se voit assortie d'un effet multiplicateur en proportion de l'eau rendue disponible pour d'autres usages. L'effet est encore beaucoup plus fort si, au lieu de considérer l'eau "prélevée", on considère l'eau "consommée" par l'agriculture. Pourtant cette activité n'est pas économe d'une ressource qui devient rare et en utilise jusqu'à deux fois plus que nécessaire (Figure 3). Dans le bassin méditerranéen, au Nord, il s'agit

²Source : Indicateurs du développement humain dans le monde. <https://donnees.banquemondiale.org/indicateur/ER.H2O.FWAG.ZS>

majoritairement des pertes sur les grands réseaux alors qu’au Sud et à l’Est, les pratiques d’irrigation sont en cause : les méthodes d’irrigation traditionnelles (technique gravitaire) favorisent les pertes par évaporation. Le mode d’irrigation gravitaire représentait encore 55 % du total des surfaces irriguées en Méditerranée sur la période 2005-2010, alors qu’elle représente près de 80 % des prélèvements agricoles totaux (Blinda & Giraud, 2012).

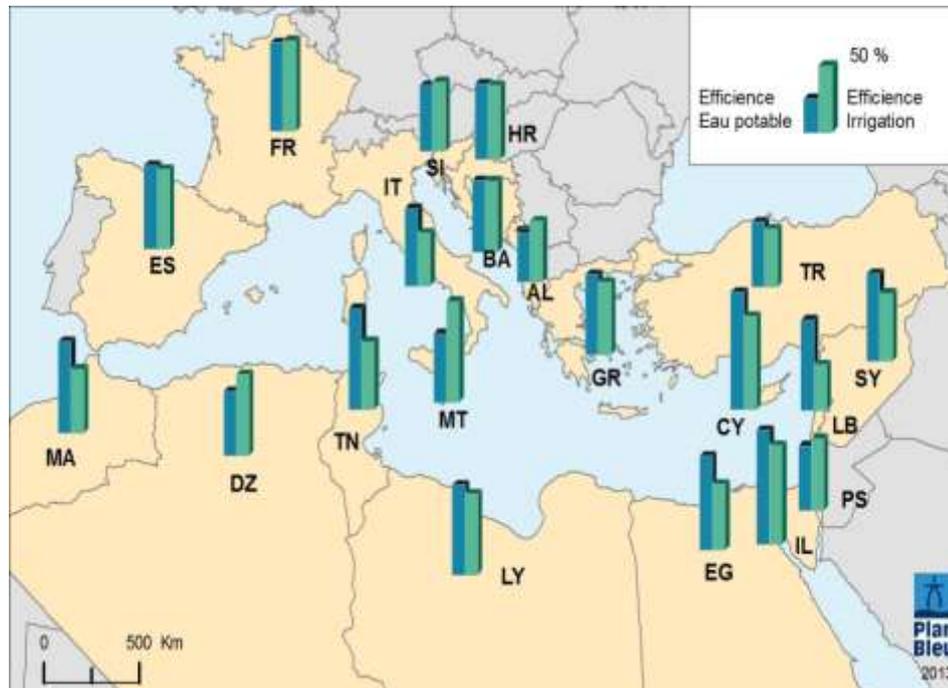


Figure 3: Indice d'efficacité de l'eau dans les secteurs de l'eau potable (EP) et de l'irrigation par pays (2005-2010), dans le bassin méditerranéen. Source : Blinda & Giraud, 2012.

Au Maroc, comme dans les autres pays de la Méditerranée du Sud, l'irrigation se présente comme le principal consommateur d'eau avec 85% des eaux mobilisées, bien qu'elle ne concerne que 13% de la surface agricole utile (Plan bleu, 2009). Le Maroc est un pays à climat semi-aride sur la majeure partie de son territoire et où l'agriculture représente 14 % du PIB (Ministère de l'Agriculture et de la Pêche Maritime, 2012). La croissance démographique et industrielle galopante entraîne des demandes de plus en plus élevées en termes de quantité d'eau. De plus, le Maroc se trouve être classé comme un « hot-spot » des changements climatiques par l'Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) (IPCC, 2009). En effet, les effets des changements climatiques sont déjà clairement constatés sur les régions d'Afrique du Nord, avec une augmentation de 0.9° C des températures annuelles et une diminution des précipitations annuelles de 26% (avec davantage de dispersion que pour la température suivant les modèles néanmoins), en moyenne sur la période 1900-2010 (Figure 4). Ces variations seront sensiblement revues à la hausse avec un réchauffement supérieur à la

moyenne du globe (atteignant 3°C en moyenne sur le Maroc) et une diminution plus importante des précipitations (pouvant atteindre 30% à certains endroits du Maroc) (Figure 5). Des conséquences dramatiques pourraient en découler comme une augmentation des périodes de sécheresses, un faible taux de remplissage des barrages (Bates et al., 2008) et *in fine*, une baisse de la production agricole.

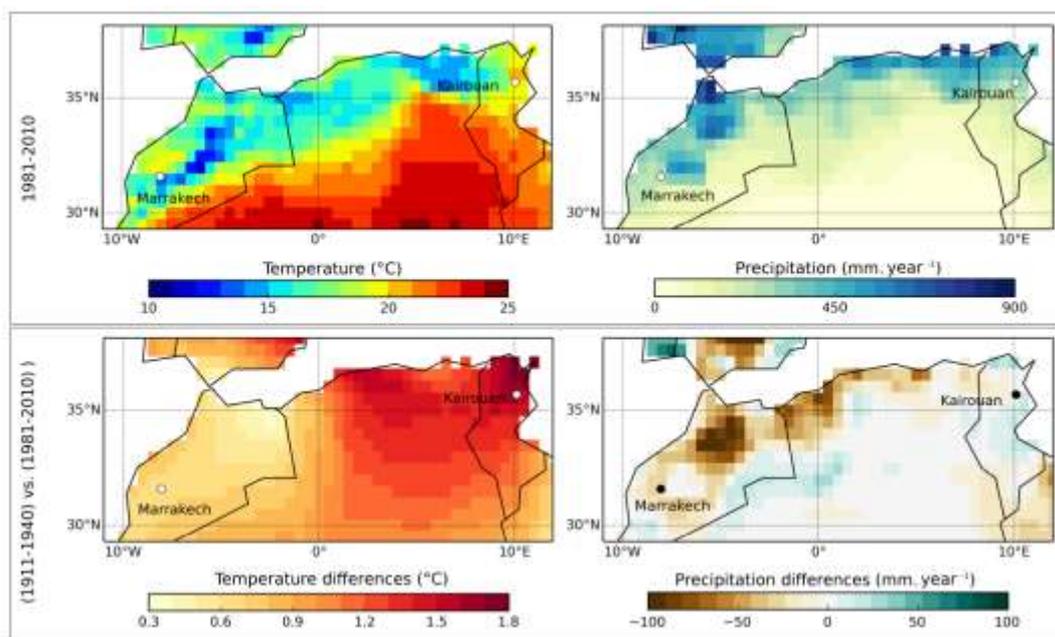


Figure 4: Analyse historique des températures moyennes entre 1981-2010 et 1911-1940 (à gauche) et des précipitations (à droite) sur les mêmes périodes à une résolution de 0.5°. Source : Szczypta et al., en préparation.

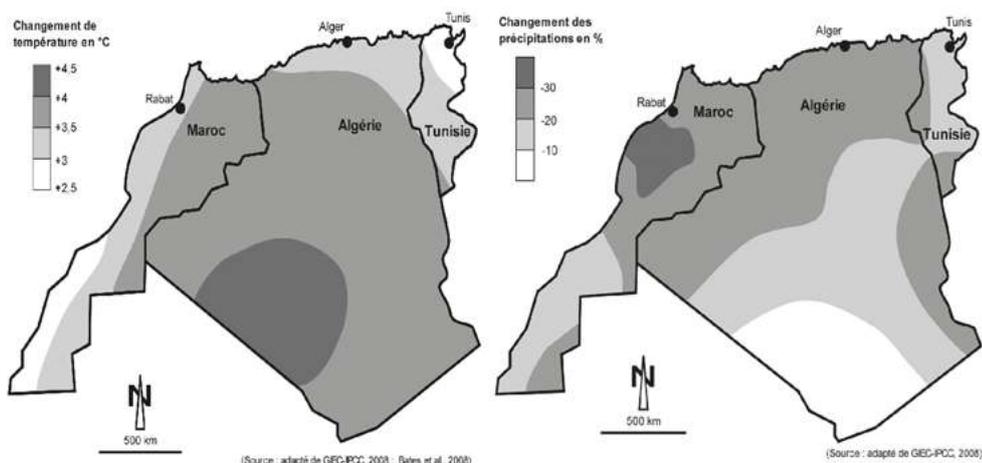


Figure 5: Changements des précipitations et des températures annuelles à l'horizon 2080-2099 par rapport à 1980-1999 (moyenne de 21 modèles). Source : Adapté de GIEC, 2008.

Dans ce contexte, le gouvernement marocain a lancé en 2008 le Plan Maroc Vert qui constitue un programme de relance de l'agriculture marocaine. Il vise principalement à

l'augmentation du produit agricole tout en rationalisant l'eau d'irrigation. Une des solutions pour économiser l'eau dans ce domaine consiste à piloter la demande, c'est-à-dire, optimiser les apports, en fonction des besoins réels de la culture à un moment donné de son développement en tenant compte des conditions environnementales. Cela nécessite une bonne caractérisation de l'évapotranspiration. Ce terme est encore très mal connu à l'échelle globale (Jasechko et al., 2013). A l'échelle d'un bassin versant, les pertes d'eau par évapotranspiration représentent généralement la partie la plus importante du bilan d'eau, et peuvent être responsables de la dissipation de 60% de l'apport pluviométrique (Oudin, 2004). Ainsi, une bonne caractérisation de l'évapotranspiration présente aussi des enjeux majeurs pour la compréhension des processus du fonctionnement hydrologique des bassins versants.

Cette notion de pilotage de l'irrigation s'inscrit dans le développement d'une agriculture moderne à même d'assurer un bon niveau de productivité, le respect de l'environnement tout en assurant la pérennité de la ressource eau. Cette nécessité environnementale et économique de raisonner les apports en eau au même titre que tous les autres intrants (fertilisants, produits phytosanitaires, activateurs ou retardateur de croissance, les semences), implique de connaître les facteurs climatiques et édaphiques, les techniques et les conditions agronomiques d'exploitation des parcelles agricoles (stades phénologiques et critiques). Cela nécessite, de plus, de bien comprendre les échanges d'énergie et de masse qui ont lieu à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère (SVA). Des échanges qui suscitent un intérêt en : climatologie, pour la compréhension et la prédiction des processus planétaires (transferts de rayonnement solaire et atmosphérique, mouvements turbulents de l'air au voisinage du couvert végétal) ; en hydrologie, pour quantifier les termes sources et puits dans les bilans hydrologiques; en agronomie, pour caractériser le fonctionnement d'une culture par le biais des transferts hydriques au niveau du sol, des processus biologiques tels que la transpiration de la végétation et la photosynthèse.

II. Télédétection et modélisation de l'évapotranspiration

L'agriculture de précision est un concept récent qui affiche un objectif agronomique (amélioration du rendement et de la qualité des produits) et économique, tout en cherchant à préserver l'environnement (meilleure utilisation des intrants et de l'eau). Elle illustre la volonté d'ajuster les pratiques culturales au plus près des besoins réels des plantes, en tenant compte de la variabilité spatiale intra et inter parcellaire.

L'agriculture de précision concerne à la fois les décisions : d'ordre stratégiques, qui concerne le long terme (5-10 ans) comme la sélection du système de culture (mixte, organique ou intégré ; d'ordre tactique, qui concerne le moyen terme (2-5 ans) comme la rotation des cultures et d'ordre opérationnel, sur le court terme (saisonnière et/ou journalière), qui concerne la période de semis, les dates d'irrigation, d'application des fertilisants et de récolte.

Pour mettre en application les différents concepts reliés à l'agriculture de précision, des outils spécialisés sont nécessaires.

Comme mentionné ci-dessus, la gestion de l'irrigation passe par la connaissance du terme d'évapotranspiration (le terme prépondérant des échanges SVA). La mesure de l'évapotranspiration peut être effectuée de façon ponctuelle et directe en se basant par exemple sur l'évapotranspiromètre, le lysimètre, le bac d'évaporation, la covariance turbulente..., mais ces mesures expérimentales ne sont représentatives que d'une zone ne dépassant pas le kilomètre, même pour la scintillométrie. En outre, elles sont difficiles à maintenir pour des mesures en routine et sont, pour certaines, coûteuses à l'achat³. Les facteurs qui conditionnent les échanges SVA (type de culture, bilan radiatif au-dessus de la culture, la température de surface et de l'air, l'humidité de l'air, le vent, les caractéristiques du sol...) sont pourtant spécifiques à chaque parcelle, entraînant une forte variabilité spatiale de ces échanges.

Du fait du nombre important de processus mis en jeu et de leur complexité, le recours aux modèles numériques est une nécessité absolue. Un modèle est une représentation mathématique des processus biophysiques régissant le fonctionnement des surfaces. Les modèles numériques décrivent de manière simplifiée les Transferts d'énergie et de matière qui s'opèrent entre le Sol, la Végétation et l'Atmosphère (on parle de modélisation de type TSVA pour Transferts Sol-Végétation-Atmosphère). Les recherches en modélisation effectuées depuis le premier modèle de processus de surface de Manabe (1969) tendent vers une représentation exhaustive des processus complexes et interconnectés régissant le fonctionnement des surfaces (Dickinson, 1995). Après un développement intense au cours de ces 20 dernières années, il en existe aujourd'hui une multitude. Ces modèles représentent de plus en plus de processus physiques et biologiques (Arora, 2002) mais deviennent aussi de plus en plus complexes et gourmands en termes d'entrées. Chaque modèle a ses propres spécificités qui dépendent principalement de leur contexte d'application. Les développements

³ Environ 50 000 \$ pour une station d'eddy covariance typique.
http://www.ipcc.ch/ipccreports/sres/land_use/index.php?idp=86

actuels ont pour objectif de mieux prendre en compte la complexité du milieu étudié, c'est à dire la végétation et ses interactions avec son environnement (sol et atmosphère). De nombreux efforts sont également consacrés à une meilleure description des échanges hydriques dans le sol. Cependant, une description plus précise du milieu étudié se traduit généralement dans la modélisation par la prescription d'un nombre plus important de paramètres. L'estimation de ces paramètres peut s'avérer délicate. Généralement, ils sont entachés d'incertitudes faute de moyens mis en œuvre, d'erreur de mesures ou de paramètres non directement mesurables et sujets à des problèmes de variabilités spatiale et temporelle. Ceci a alors pour conséquence de limiter les modèles complexes à une application à l'échelle locale et de conduire à une mauvaise estimation et à des dérives temporelles des variables simulées.

Sur les cultures du Sud de la Méditerranée, des enjeux de modélisation spécifiques existent par ailleurs. Les conditions climatiques entraînent des conditions de croissance qui ne sont souvent pas optimales même quand les cultures sont irriguées. Les couverts sont donc épars avec de larges plages de sols nus. La géométrie également avec certaines cultures comme les cultures arborées qui sont cultivés en rang peut poser des problèmes aux outils de modélisation simples. Suivre l'évapotranspiration de ces couverts hétérogènes nécessite donc des modèles adaptées à ces couverts épars. Certains outils de modélisation existants résolvent généralement un seul bilan d'énergie pour le sol et pour le couvert (Noilhan et Planton, 1989 ; Noilhan et Mahfouf, 1996) et calculent donc une température mixte et équivoque alors que, pour les paysages agricoles réels, les deux sources (sol et végétation) sont couplées à des degrés divers en fonction de l'hétérogénéité et du taux d'éparsité des couverts (Shuttleworth et Wallace, 1985 ; Shuttleworth, 1988 ; Boulet et al., 1999).

Les régions semi-arides ne disposent par ailleurs pas du panel de réseau d'observations opérationnelles *in situ* que l'on retrouve en Europe ou aux Etats-Unis pour forcer ou renseigner les nombreux paramètres des outils de modélisation. C'est ainsi que la télédétection spatiale apparaît comme la voie la plus prometteuse en proposant une vision objective, exhaustive et répétitive sur de grandes surfaces (Moran et al., 1994; Schmugge and Kustas, 1999; Troufleau, 1996; Vidal et al., 1996). La télédétection qui se base sur l'interaction rayonnement électromagnétique-cible, permet d'accéder à certaines variables clés pilotant le processus d'évapotranspiration.

Au cours de cette décennie, plusieurs approches ont été développées afin de bénéficier de l'apport de la télédétection (optique, thermique et hyperfréquence) en agriculture, on peut citer entre autres:

- l'utilisation pour pouvoir effectuer des plans de ferme, utiles pour les mesures de superficies et des potentiels de rendements à des fins de prime d'assurance (Régie des Assurances agricoles du Québec, 1997),
- la détection des anomalies dans le développement des cultures. En comparant les images de la saison en cours aux saisons précédentes. Ceci permet aux agriculteurs de voir l'impact des pratiques culturales. Cependant, ceci ne permet pas de disposer de recommandations quantitatives qui peuvent être directement applicable (Vintrou, 2012),
- l'exploration des relations qui existent entre les mesures électromagnétique de télédétection et certaines variables biophysiques spécifiques à la culture (la surface foliaire, la température de la végétation...) ou au sol (l'humidité, la température du sol...). L'information recueillie par les capteurs spatiaux est une grandeur électromagnétique qu'il convient de rendre utile au thématicien. Les caractéristiques biophysiques des surfaces continentales affectent directement la signature spectrale des surfaces dans différents domaines de longueur d'onde. C'est cette sensibilité du signal mesuré par un satellite qui rend possible l'estimation de certaines caractéristiques biophysiques de surface comme, l'humidité du sol ou la couverture neigeuse à partir de la grandeur électromagnétique mesuré par les capteurs spatiaux. Néanmoins, le lien entre cette dernière (réflectance, température de brillance, coefficient de rétrodiffusion ...) et la variable utile au thématicien n'est pas direct.

Ainsi, une approche combinant les mesures expérimentales ponctuelles à la modélisation et la télédétection spatiale multi-capteurs et multi-résolution représente la meilleure option possible afin d'apporter des éléments scientifiques pour la gestion de l'eau agricole, sur de larges superficies en prenant en compte les variabilités de surface. Dans ce contexte, la communauté scientifique internationale s'est mobilisée autour de vastes programmes internationaux, consistant à recueillir le maximum d'observation terrain, sur différentes surfaces et climats. Avec comme objectifs de quantifier au mieux la variabilité de surface, de développer et valider des modèles adapté à chaque contexte. On peut citer entre autres : HAPEX-MOBILHY (André et al., 1986, 1988), MONSOON'90 (Kustas et al., 1991; Chehbouni, 1992), EFEDA (Bolle et al., 1993), HAPEX-Sahel (Goutorbe et al., 1997),

SALSA (Chehbouni et al., 2000), CASES (LeMone et al., 2000), H2020 REC (Merlin et al., 2016), et plus particulièrement, le programme SudMed (Chehbouni et al., 2003, 2004, 2008), devenu plus tard Laboratoire Mixte International (LMI) « Télédétection et Ressources en Eau en Méditerranée semi-Aride (TREMA) » (Jarlan et al., 2015).

III. Objectifs et travail réalisé

Devant ce double constat, d'ordre pratique et théorique, notre présent travail est une contribution au développement d'une méthodologie qui s'appuie sur l'utilisation conjointe de mesures expérimentales, de modèle de bilan d'énergie de surface, peu gourmand en termes de paramètres d'entrées et de données de télédétection (optique et thermique, basse et haute résolution spatio-temporelle) pour la cartographie de l'évapotranspiration réelle sur un paysage hétérogène dans des conditions semi-arides.

Au niveau de la modélisation, la problématique se situe dans le compromis à faire entre les modèles TSVA permettant des descriptions très fines des processus mais qui nécessitent la connaissance d'un nombre important de variables, ce qui rend difficile à l'heure actuelle leur utilisation à des larges échelles spatiales et les méthodes semi-empiriques encore beaucoup utilisées pour cartographie l'évapotranspiration sur de grandes superficies. Nous avons opté pour 2 approches aux philosophies opposées. Les modèles dits de « bilan d'énergie » qui, comme leur nom l'indique, résolvent le bilan d'énergie de surface sur la base de la température de surface qui peut être observée depuis l'espace et moyennant quelques hypothèses. Ces modèles sont déterministes et à base mécaniste. Ils sont, en termes de complexité, à mi-chemin entre les SVATs et les approches totalement empiriques. Une des questions essentielles est d'analyser la capacité de ces modèles à reproduire l'état hydrique de surface des cultures irriguées sur la seule base de la température. Nous avons choisi le modèle Two-Sources Energy Balance (TSEB - Norman et al., 1995) dans ce contexte. Il a été choisi pour ses bonnes performances face à d'autres modèles de sa catégorie ainsi que la relative simplicité de mise en œuvre tout en gardant une approche physique (Chirouze et al., 2014 ; Timmermans et al., 2007 ; French et al., 2005a, b ; Choi et al., 2009).

Le modèle TSEB a été comparé à l'approche double coefficient de la FAO-56 (Allen et al., 1998) calibré sur les principales cultures de notre région d'étude et dont l'équipe du LMI TREMA a acquis la maîtrise (Duchemin et al., 2006 ; Er-Raki et al., 2007 ; Simonneaux et al., 2008). Le niveau de complexité de cet outil est proche de TSEB, mais il

simule explicitement l'état hydrique de surface en résolvant un bilan hydrique. En contrepartie, ses prédictions peuvent rapidement déviées de la réalité quand les principaux apports d'eaux sur les zones semi-arides que sont les irrigations ne sont pas connus avec précision. Il s'agit aussi de caractériser la performance et les domaines de validité de TSEB et ses potentialités pour la détection du stress hydrique, pour la partition de l'évapotranspiration entre évaporation du sol et transpiration de la plante pour à terme, aider au pilotage de l'irrigation quand des mesures de températures de surface seront disponibles avec une résolution adaptée aux parcelles fins des zones semi-arides. Ces travaux s'intègrent donc dans le contexte de la proposition en cours d'une nouvelle mission spatiale orientée vers la production d'observation dans l'infrarouge thermique à haute répétitivité et à haute résolution spatiale, du traitement de la base de données, avec l'optique de pouvoir tester différents scenarii de spatialisation des paramètres ainsi que de la problématique de l'inversion de l'irrigation.

La deuxième approche de prévision de l'évapotranspiration explorée, très originale dans ce contexte à notre connaissance, est basée sur les séries observées. La modélisation globale est une approche nouvelle développée par Gouesbet and Letellier (1994) et appliquée à des dynamiques environnementales par Mangiarotti et al. (2012b). Les premiers travaux qu'il a menés sur des séries temporelles de surface enneigée ou de NDVI satellite (Mangiarotti et al., 2014) ont déjà conduit à des résultats très prometteurs. Basée sur la théorie des systèmes dynamiques non-linéaires (ou théorie du chaos), elle vise à reconstituer la dynamique d'un système sur la base de l'observation d'une seule de ses variables. Elle peut donc être classée dans les approches descendantes car basée sur la donnée. En pratique, la série temporelle est projetée dans un espace particulier : l'espace des phases. L'analyse de sa trajectoire dans cet espace renseigne sur la dynamique du système. Une dynamique simple (souvent sans intérêt), se traduit par une trajectoire simple : un cycle limite pour les phénomènes périodiques par exemple ; une dynamique complexe, beaucoup plus probable pour un système environnemental réel par une trajectoire complexe qui peut éventuellement être de nature chaotique. La modélisation globale vise à traduire cette trajectoire en un système d'équations les plus parcimonieuses possibles. Cette approche, si elle n'a pas le caractère explicatif des approches mécanistes, a pour objectif de saisir la dynamique du système. En d'autres termes, plutôt que de se contenter de vérifier que les simulations passent au plus près des observations disponibles sur une durée limitée- ce qui ne fournit pas de garanti quant à la validité globale du modèle – un bon modèle sera celui qui présentera une

bonne proximité dans l'espace des phases et dont la topologie (l'organisation des trajectoires) sera conservée. Cela reste encore évidemment très prospectif mais il s'agit d'une approche « autonome » (ne nécessitant pas de forçages externes comme le forçage météorologique pour les modèles déterministes) très séduisante. Il s'agit ici d'évaluer la capacité de cet outil à fournir un modèle de prévision de l'évapotranspiration et d'en étudier ses capacités prédictives.

IV. Organisation du document

Le manuscrit est organisé en 6 chapitres :

Le chapitre I (« Contexte et problématique de l'étude ») est une introduction détaillée qui met en exergue les enjeux scientifiques et agronomiques que représente la problématique abordée ; les concepts de base pour la mise en place de la démarche méthodologique ; l'objectif général de notre travail ; une présentation succincte de l'organisation du document et ainsi qu'une présentation du cadre dans lequel ce travail a été réalisé. Donc, *in fine*, de définir et justifier le choix de la problématique, les outils et les approches les plus à même d'atteindre les objectifs fixés.

Le chapitre II (« Les transferts sol-végétation-atmosphère: bases physiques, télédétection et modélisation ») présente les principes sur lesquels la méthodologie adoptée repose. Y est détaillé la notion de transfert d'eau et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère, les principes des mesures expérimentales, les principes d'acquisition et d'utilisation de l'imagerie satellitaire ainsi qu'une présentation non exhaustive des modèles développés dans ce contexte.

Le chapitre III (« Sites d'études, données et modèles ») présente dans le détail les supports technique, les approches méthodologiques et analytiques choisis:

- les sites d'études,
- les dispositifs d'acquisition et le traitement des données terrain et satellites nécessaires pour extraire les variables biophysiques et climatiques,
- les approches de modélisation adoptées.

Le chapitre IV (« Evaluation des performances et des domaines de validité des modèles TSEB et FAO-56 sur les cultures annuelles irriguées ») présente une analyse de la

qualité des données expérimentales ainsi que leurs comparaisons par rapports aux sorties des deux premiers modèles utilisé dans ce travail.

Le chapitre V (« Application de la technique de modélisation globale pour la prévision infra-journalière de l'évapotranspiration ») expose les résultats et les perspectives du 3^{ème} modèle.

Le chapitre VI (« Spatialisation de l'évapotranspiration sur le Tensift ») présente l'approche utilisée pour développer un prototype « tout satellite », avec des produits pouvant être obtenus gratuitement, pour le suivi régionale de la consommation en eau des cultures irriguées dans un climat semi-aride.

Ce chapitre est suivi d'une (« Conclusions générales et Perspectives ») où sont exposés les atouts et limites des résultats clés de ce travail et des perspectives méthodologiques et opérationnelles.

V. Cadre de réalisation du travail

Ce travail a été réalisé dans le cadre du Laboratoire Mixte International TREMA. Les travaux de cette thèse s'inscrivent notamment dans le cadre de l'équipe 1 du laboratoire. Pour l'expérience dédiée que nous avons mise en place lors des saisons agricoles 2011-2012 et 2012-2013, nous avons également bénéficié de l'instrumentation, du personnel et des infrastructures de l'observatoire Tensift. Enfin, ces travaux s'intègrent également dans le cadre du Programme Doctoral International « Modélisation des Systèmes Complexes » porté conjointement par l'université Pierre et Marie Curie Paris VI et l'IRD et ont été soutenus par plusieurs projets (ANR AMETHYST, PHC Maghreb, REC-H2020/Rise).

Chapitre II

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

I. Introduction

A l'interface entre la surface continentale et l'atmosphère, les échanges d'énergie, d'eau sont des variables clés pour l'hydrologie (Ludwig et Mauser, 2000), la météorologie (Chen et Dudhia, 2001) et surtout l'agronomie (Oliosio et al., 2002). Sur les surfaces naturelles et cultivées, l'intensité et le signe de ces flux dépendent fortement du type de végétation et de sa structure (Bonan, 2008) au travers des propriétés de surface tels que l'albédo et la rugosité (Rietkerk et al., 2011). Les connaissances sur la physique de ces interactions, leur dynamique et leur représentation au sein d'outils de modélisation sont un sujet d'intérêt croissant pour la communauté scientifique. Au centre de ces processus, l'évapotranspiration ou flux de chaleur latente joue un rôle clé sur le fonctionnement thermo-hydrique des couverts végétaux. La productivité des systèmes agricoles et naturels lui est également étroitement liée puisque l'évapotranspiration est au centre des processus de photosynthèse et de l'utilisation de l'eau par les plantes. Son observation et le développement d'outils de modélisation numérique ont été intensifiés au cours des dernières décennies dans le but d'évaluer la disponibilité des ressources en eau, de quantifier les services écosystémiques associés à la capture du carbone, et d'améliorer les prévisions à moyen et long terme en réponse à la variabilité climatique (Pitman, 2003). Dans ce contexte, l'objectif de ce chapitre est de présenter une revue bibliographique sur les trois aspects suivants : - les mécanismes régissant les échanges de masse et d'énergie à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère ; - les méthodes de quantification expérimentales et d'estimation de ces échanges à l'échelle de la parcelle avec un accent sur l'évapotranspiration (flux de chaleur latente) ainsi que de certaines caractéristiques de surface gouvernant ces échanges; - les apports de la télédétection optique et thermique pour le suivi de l'évapotranspiration et pour finir les modèles d'estimation de l'évapotranspiration qui utilisent ces données télédéteçtées.

II. Échanges d'énergie et d'eau à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère (SVA)

Le rayonnement solaire est le principal moteur des processus d'échanges d'énergie et d'eau à la surface terrestre. Il est caractérisé par la constante solaire, définie comme la quantité d'énergie solaire (ou densité de flux) incidente disponible sur le disque terrestre associé à un hémisphère éclairé. La constante solaire est égale à 1370 W/m^2 . Cette quantité rapportée en moyenne annuelle à toute la surface du globe donne une énergie solaire incidente moyenne d'environ $350 \text{ (W/m}^2\text{)}$ au sommet de l'atmosphère. Outre ce rayonnement solaire

incident appartenant au domaine spectral visible, la surface reçoit également un rayonnement dans le domaine infrarouge (IR) issu des différentes couches atmosphériques. Dans les courtes longueurs d'onde, la surface n'intercepte qu'une partie de cette énergie, la partie complémentaire étant alors réfléchie vers l'atmosphère. Dans les grandes longueurs d'onde (IR), la surface émet une partie de l'énergie radiative absorbée. Le bilan radiatif dans les courtes et les grandes longueurs d'onde (l'énergie reçue moins l'énergie réfléchie ou émise) est appelé rayonnement net et noté R_n . Cette énergie est ensuite dissipée suivant différents modes de propagation : soit par conduction de chaleur dans le sol ou par diffusion ou convection dans l'atmosphère. L'ensemble de ces échanges représente le bilan d'énergie de surface.

1) Bilan d'énergie à la surface

L'expression du bilan d'énergie instantané à la surface du sol (Figure 6) est donnée par:

$$R_n = G + H + LE \quad (\text{W/m}^2) \quad (\text{Équation 1})$$

avec R_n correspondant au rayonnement net à la surface du sol (W/m^2) ; G représente le flux de chaleur du sol (W/m^2) ; H représente le flux de chaleur sensible (W/m^2) ; LE représente le flux de chaleur latente (W/m^2).

D'autres termes, comme le stockage de la chaleur au sein du couvert végétal (DS) et le flux associé à la photosynthèse (P) sont négligés. Ce sont des termes qui sont en moyenne faible (pas plus de 2 à 3% du rayonnement net) devant les flux de chaleur (Shuttleworth and Wallace, 1985).

L'évapotranspiration correspond au terme du flux de chaleur latente (LE) du bilan d'énergie (Wassenaar et al., 2002 ; Courault et al., 2005). Il apparaît que de tous les termes du bilan, LE soit le plus difficile à estimer directement (Courault et al., 2005 ; Chemin, 2003 ; Bastiaanssen, 1995). De ce fait, LE est, dans de très nombreux modèles, un terme déterminé comme résidu de l'équation 1).

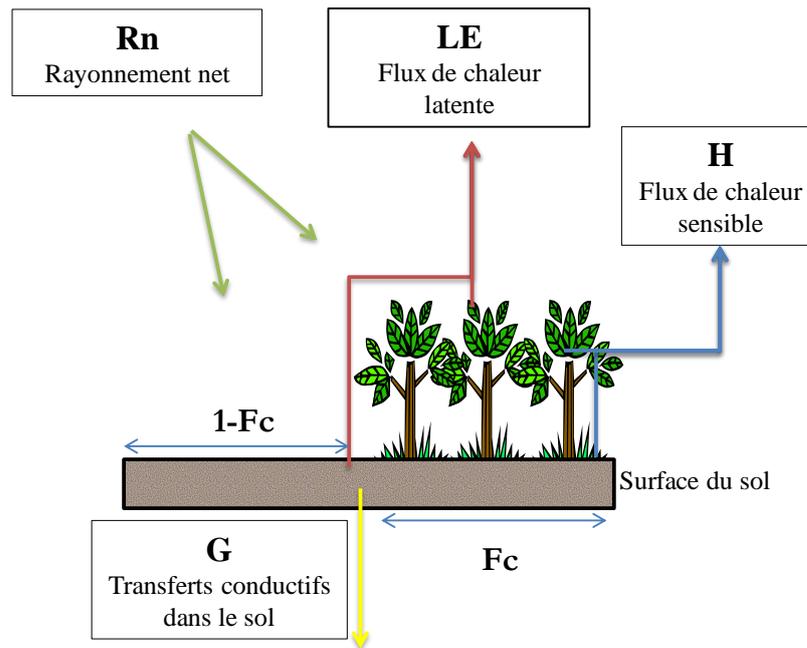


Figure 6. Les différentes composantes du bilan d'énergie. R_n : radiation net (échanges radiatifs). G : flux de chaleur dans le sol (échanges conductifs). H : flux de chaleur sensible (échanges convectifs). LE : flux de chaleur latente (échanges convectifs), F_c représente la fraction du sol couverte la végétation.

Le sens et l'intensité des composantes du bilan d'énergie sont différentes de jour et de nuit. La figure 7 représente schématiquement et de façon générale les bilans d'énergies de jour et de nuit. De jour, les apports énergétiques correspondent au rayonnement incident. Le rayonnement net est positif. Les pertes d'énergie sont dues au flux de chaleur latente dans l'air (évapotranspiration), au flux de chaleur sensible (flux convectif) et au flux de chaleur par conduction dans le sol. De nuit, les pertes de chaleur sont principalement dues à l'émission terrestre et le rayonnement net est alors négatif. Les apports énergétiques correspondent au flux convectif de chaleur dans l'air (qui est plus chaud que la surface du sol), au flux de chaleur latente si de l'eau se condense (rosée) et au flux de chaleur par conduction dans le sol, dont les couches profondes sont plus chaudes que la surface. Ces interactions font de la surface continentale un système complexe à modéliser, fluctuant à la fois dans le temps et l'espace (Guyot, 1999).

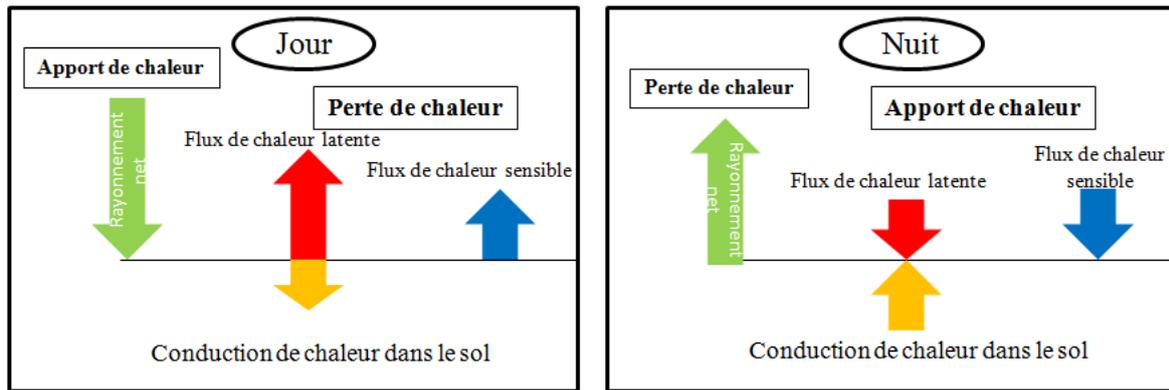


Figure 7: Représentation schématique des bilans d'énergie de jour et de nuit au niveau de la surface (D'après Guyot, 1999). Les flèches indiquent le sens des flux et leur longueur l'importance relative de chaque composante.

a) Rayonnement net

R_n correspond au terme du bilan radiatif, et peut être décomposé en grandes longueurs d'onde (infrarouge « IR ») et courtes (visible et proche infrarouge) (Figure 8). D'après Chemin (2003), les grandes longueurs d'onde sont absorbées par un certain nombre d'éléments, tandis que les ondes courtes sont instantanément réfléchies par les éléments à la surface, en fonction de leurs albédos⁴ respectifs. L'expression du rayonnement net est donnée par :

$$R_n = R_g^\downarrow - R_g^\uparrow + R_a^\downarrow - R_a^\uparrow \quad (\text{W/m}^2) \quad (\text{Équation 2})$$

avec R_n correspondant au rayonnement net à la surface du sol (W/m^2) ; R_g^\downarrow représente rayonnement solaire incident correspondant à R_g (rayonnement global, 350 W/m^2) ; R_g^\uparrow représente rayonnement solaire réfléchi par la surface et égal à $\alpha_s R_g$, où α_s est l'albédo de la surface (W/m^2) ; R_a^\downarrow représente rayonnement atmosphérique descendant. C'est la somme des émissions des différentes couches de l'atmosphère (W/m^2) ; R_a^\uparrow représente somme de la réflexion du rayonnement atmosphérique et de l'émission propre de la surface (W/m^2).

⁴ L'albédo est le rapport de l'énergie solaire réfléchi par une surface, sur l'énergie solaire incidente. On utilise une échelle graduée de 0 à 1, avec 0 correspondant au noir, pour un corps avec aucune réflexion, et 1 au miroir parfait, pour un corps qui diffuse dans toutes les directions et sans absorption tout le rayonnement électromagnétique visible qu'il reçoit.

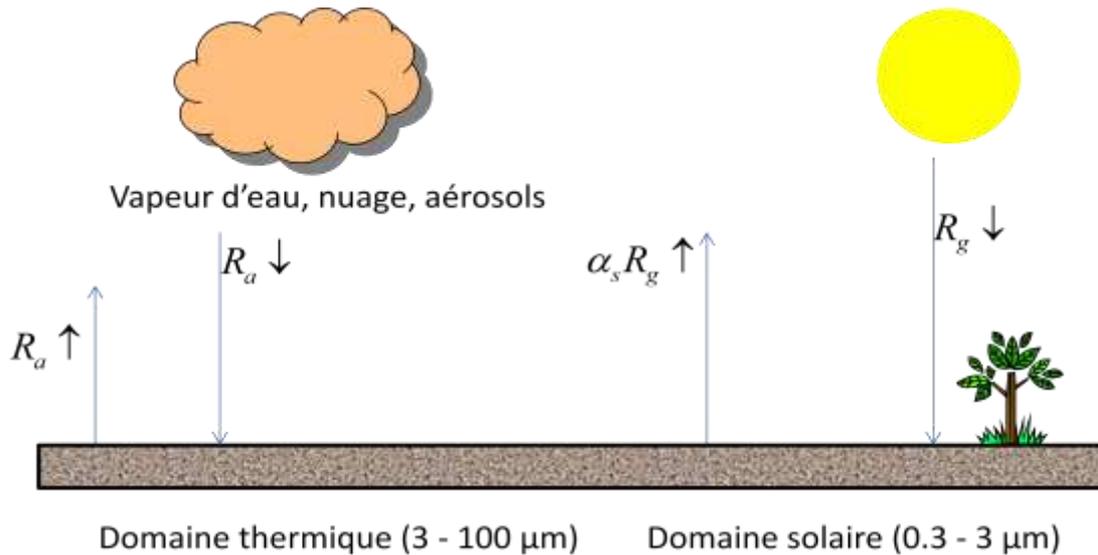


Figure 8: Echanges radiatifs simplifiés dans l'ensemble Surface-atmosphère.

b) Flux de chaleur dans le sol

Les échanges par conduction correspondent à la propagation de la chaleur de molécule à molécule dans un ou plusieurs corps contigus, opaques et solides. C'est le principal mode de transfert de chaleur dans le sol (milieu solide) alors qu'ils sont souvent négligés dans les fluides comme l'air devant les échanges convectifs. Le flux de conduction G dans le sol est basé sur la loi de Fourier : la densité de flux par conduction de chaleur est proportionnelle au gradient de température et le transfert de chaleur s'effectue de la source chaude vers la source froide.

Le flux de conduction G dans le sol à une profondeur z est donc proportionnel au gradient thermique à cette profondeur :

$$G = -\lambda_s(z) \frac{\partial T_{sol}(z, t)}{\partial z} \quad (\text{Équation 3})$$

Le terme G intervenant dans le bilan d'énergie (Équation 1) est obtenu pour $z=0$ (en surface). T_{sol} (K) représente la température du sol à la profondeur z (positive vers le bas), $\lambda_s(z)$ est la conductivité thermique du sol (W/m/K) à la profondeur z . Les transferts thermiques ne sont pas les seules car il existe aussi des transferts par convection pour les fluides (air et eau) coexistants dans les interstices du sol. Le flux de chaleur dans le sol serait alors la somme des flux transférés par conduction et convection thermique.

D'après Vidal (1996), et pour des raisons de simplicité, le flux de chaleur du sol est souvent exprimé comme une partie (Γ) du rayonnement net. Par exemple, cette valeur Γ est

proche 0.3, pour un sol nu, de 0.1, pour une végétation totalement couvrante (Clothier et al., 1986).

c) Les échanges convectifs

Les échanges convectifs correspondent à des transferts d'énergie ou de masse par déplacement de l'air entre la surface et les basses couches de l'atmosphère. Les origines de ces transferts sont le vent (convection forcée) et les gradients de température (convection libre). Lorsqu'elles agissent simultanément, on parle de convection mixte. Dans ce cas, leurs effets peuvent s'opposer (l'atmosphère est en conditions stables), ou agir de concert (l'atmosphère est en conditions instables).

Les flux énergétiques résultant des échanges convectifs sont le flux de quantité de mouvement τ , le flux de chaleur sensible H et le flux de chaleur latente LE . Les flux H et LE sont appelés flux turbulents car directement dépendant de l'intensité de la convection dans la couche limite de surface atmosphérique.

Le flux de chaleur sensible H , est exprimé en fonction de l'écart entre une température à une hauteur théorique au sein du couvert (la température aérodynamique⁵ To) et la température de l'air Ta :

$$H = \rho C_p \frac{(To - Ta)}{r_a} \quad (\text{Équation 4})$$

Cette expression fait intervenir (en dehors de ρ et c_p , masse volumique et chaleur spécifique de l'air à pression constante) la résistance au transfert turbulent r_a ⁶, qui est fonction de la vitesse du vent, du régime de stabilité thermique de l'atmosphère et de la rugosité de la surface⁷.

Pour estimer la résistance au transfert turbulent, certaines approches théoriques ont été utilisées, notamment par Paulson (1970). Elles sont basées essentiellement sur l'utilisation des profils logarithmiques du transfert de masse et d'énergie dans la couche limite de surface et sur le couplage surface-couche limite de surface qui s'opère dans le flux à la base de la

⁵ C'est la température à un niveau théorique, hauteur à laquelle la température de l'air est égale à la température de surface. Elle est considérée comme la température source du flux de chaleur sensible.

⁶ La résistance aérodynamique exprime la résistance de l'air à la propagation du flux de chaleur sensible H entre le milieu et le niveau de référence z_a .

⁷ La rugosité se définit comme la variation moyenne des aspérités de la surface par rapport à une surface plane.

couche limite convective⁸. L'intégration des profils de vitesse conduit à deux fonctions de similitudes, Ψ_m et Ψ_h , paramétrées par le régime des échanges convectifs de quantité de mouvement et de chaleur, on a alors (Gillepsie, 1998) :

$$r_a = \frac{1}{K u^*} \left[\ln \left(\frac{z_a - d_0}{z_{oh}} \right) - \Psi_h \left(\frac{z_a - d_0}{LMO} \right) + \Psi_h \left(\frac{z_{oh}}{LMO} \right) \right] \quad (\text{Équation 5})$$

$$u^* = K * u / \left[\ln \left(\frac{z_a}{z_{om}} \right) - \Psi_m \left(\frac{z_a}{LMO} \right) \right] \quad (\text{Équation 6})$$

où K est la constante de von Karman ($\approx 0,41$), u^* est la vitesse de friction ou de frottement, z_a est la hauteur de référence où se font les mesures météorologiques (généralement égales à 2 m au dessus du sol), d_0 est la hauteur de déplacement u est la vitesse du vent à cette même hauteur, z_{oh} est la rugosité au transfert de chaleur, z_{om} est la rugosité au transfert de quantité de mouvements, Ψ_h et Ψ_m sont les fonctions de stabilité au transfert de chaleur et de quantité de mouvements et LMO est la longueur de Monin-Obukhov (Monin-Obukhov, 1954), caractérisant l'intensité de la turbulence dans l'atmosphère et donnée par:

$$LMO = \frac{\rho C_p T_a u^{*3}}{K g H} \quad (\text{Équation 7})$$

avec g est la pesanteur, H est le flux de chaleur sensible.

Le flux de chaleur latente (LE), l'équivalent énergétique de l'évapotranspiration, s'exprime par:

$$LE = \frac{\rho C_p}{\gamma} \frac{e_{sat}(T_o) - e_a}{r_a + r_{st}} \quad (\text{Équation 8})$$

où γ est la constante psychrométrique ($66.1 \text{ Pa}/^\circ\text{K}$), r_{st} est la résistance de stomatique, e_a est la tension de vapeur d'eau à la hauteur de référence (z_a) et $e_{sat}(T_o)$ est la pression de vapeur saturante à la température aérodynamique.

L'évapotranspiration (ET) (i.e. LE), correspond à la somme des processus de transpiration de la végétation et d'évaporation au niveau du sol. Comme, nous l'avons évoqué plus haut, c'est la composante majeure du bilan hydrique, et plus largement du cycle de l'eau

⁸ La couche limite convective, plus couramment appelée couche limite instable (quelques dizaines de mètre au dessus de la surface) est le siège de mouvements turbulents intenses liés aux effets dynamiques et thermiques. Au-dessus de cette couche, l'influence de la surface est négligeable et l'écoulement de l'air est en équilibre quasi-géostrophique (équilibre entre les forces de pression et celle de Coriolis), c'est l'atmosphère libre.

continental. Sur les zones cultivées, le besoin en eau des cultures se définit dans la pratique par la quantité d'eau nécessaire pour couvrir les pertes en eau par évapotranspiration. Plusieurs approches ont été développées pour la quantification de l'évapotranspiration.

III. Mesures expérimentales de l'évapotranspiration et des caractéristiques de surface

On se propose, dans cette partie, de faire une revue bibliographique des principales méthodes de mesures de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle ainsi que des principales caractéristiques de surface qui pilotent les échanges convectifs (surface foliaire, albédo, fraction du couvert végétal). Il existe une grande variété de méthodes de mesure de l'évapotranspiration. Le prix d'achat des instruments, l'entretien et la maintenance, la précision de la mesure ou encore les échelles de mesure dans le temps et l'espace sont très divers selon les méthodes.

1) Approches hydrologique

a) Bilan hydrique

La méthode du bilan hydrique est une méthode résiduelle, où l'évapotranspiration est estimée à partir de la détermination des autres termes de l'équation 9.

L'équation du bilan hydrique, dans son expression la plus complète (Rana & Katerji, 2000), s'écrit :

$$P_r + I_r + W - ET - R - D_r = \pm \Delta S_o \quad (\text{Équation 9})$$

avec P_r représente précipitations ; I_r représente irrigation ; W représente remontée capillaire ; D_r représente drainage ; R représente ruissellement ; ET représente évapotranspiration ; ΔS_o représente variation du stock d'eau dans la zone racinaire.

En fonction de l'environnement et des conditions particulières, cette équation peut être simplifiée. Ainsi, par exemple, d'après Holmes (1984), le ruissellement peut être négligé dans les zones arides et semi-arides à très faibles pentes. Toujours dans les régions arides, d'après Rana & Katerji (2000), pour des sols minces ou pour des sols avec une nappe assez profonde, W peut être négligé.

En outre, à l'échelle journalière, le drainage D peut être négligé si l'apport en eau (P_r et/ou I_r) n'excède pas la capacité de stockage du sol (Holmes, 1984 ; Lhomme & Katerji, 1991). Rana & Katerji (2000) concluent que la méthode du bilan hydrique convient aux petites parcelles ($\sim 10 \text{ m}^2$) ou aux grands bassins versants ($\sim 10 \text{ km}^2$).

b) Le lysimètre

Le lysimètre est un instrument qui se base sur le bilan hydrique (expliqué ci-dessus). Il est constitué d'une cuve étanche enterrée, à parois verticales, ouverte en surface et remplie d'une portion de terrain d'une épaisseur, qui peut varier de 0.5 à 2 m. La végétation et les conditions à chaque niveau, surtout la teneur en eau, sont maintenues autant que possible identiques à celles du terrain en place (Figure 9).

Le lysimètre est pourvu à sa base d'un dispositif recueillant l'eau de drainage. L'évaporation dans le cas d'un sol nu ou l'évapotranspiration dans le cas d'une surface végétalisée peut être déduite à partir des variations du stock d'eau, par pesée, ou par des mesures de l'eau du sol et du drainage, et des données de précipitation indiquées par un pluviomètre à proximité. L'aire horizontale de la portion de terrain isolée doit être suffisamment grande pour obtenir une bonne précision de la hauteur d'eau évaporée, en théorie à 0.01 mm près (Musy, 2004).

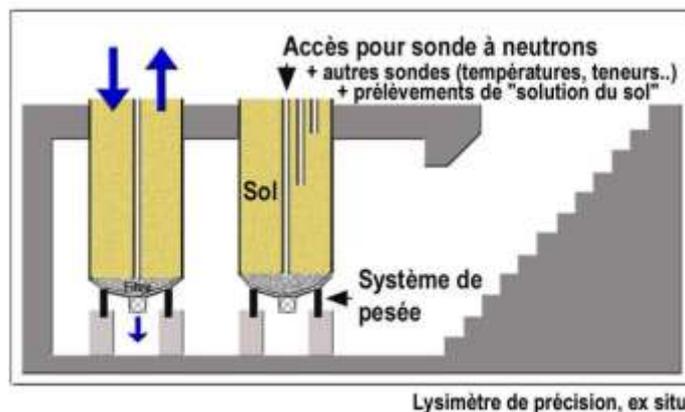


Figure 9: Schéma d'une cuve lysimétrique (Tiré de Musy et Soutter, 1991).

Toutefois, selon Rana & Katerji (2000), un certain nombre de paramètres, peuvent entacher d'erreurs les mesures d'évapotranspiration faites avec un lysimètre. Ainsi pour les régions à climat semi-aride et aride, si le sol contenu dans le lysimètre est très fissuré, il peut en résulter une surestimation de l'évapotranspiration. Il faut ajouter à cela que dans ces

régions, l'échauffement (en surface) des parois métalliques du lysimètre peuvent provoquer une micro-advection de chaleur sensible au sein de la végétation contenue dans le lysimètre.

Enfin, si les parois du lysimètre sont assez hautes par rapport au terrain naturel, il peut y avoir un effet d'écran par rapport au vent, et de plus, un surplus de rayonnement solaire réfléchi par les parois sur la végétation.

2) Approche météorologique

a) Le rapport de Bowen

Le rapport de Bowen se base sur l'équation du bilan d'énergie instantané (Équation 1), et se définit comme étant le rapport entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente :

$$\beta = \frac{H}{LE} \quad (\text{Équation10})$$

ainsi, LE devient:

$$LE = \frac{Rn - G}{1 + \beta} \quad (\text{Équation11})$$

avec β correspondant au rapport de la différence de température entre deux points et la différence de pression de vapeur mesurée en ces mêmes points, soit :

$$\beta = \frac{\Delta T}{\Delta e} \quad (\text{Équation12})$$

Le principal avantage du rapport de Bowen, est qu'il permet de s'affranchir des mesures de vitesse du vent.

b) Eddy covariance

La mesure des flux turbulents sur des surfaces homogènes peut être effectuée par la technique d'eddy covariance (EC). Elle est considérée comme une méthode de référence du fait qu'elle permet une mesure directe des flux verticaux de chaleur sensible et latente avec une grande précision.

Elle est basée sur le principe suivant: la densité de flux vertical moyenne ($\overline{F_X}$) d'une grandeur X (par exemple la température ou la vapeur d'eau) dans la couche turbulente est

proportionnelle à la covariance entre la vitesse verticale (m/s) et la concentration de cette grandeur (kg/m³).

Les flux turbulents (quantité de mouvement, chaleur sensible, chaleur latente) peuvent être exprimés comme étant le produit du terme de fluctuations de la vitesse verticale du vent (W') par le terme de fluctuations de la grandeur considérée (T' pour la température et Q' pour la vapeur en eau).

La densité de flux de chaleur sensible H_{EC} (W/m² ou Kg/m²/s), est donnée par :

$$H_{EC} \approx \rho C_p \overline{W'T'} \quad (\text{Équation13})$$

La densité de flux verticale de vapeur d'eau appelée chaleur latente ou évapotranspiration (W/m² ou Kg/m²/s) est définie par :

$$LE_{EC} = \rho \overline{W'Q'} \quad (\text{Équation14})$$

La méthode des corrélations turbulentes (ou eddy covariance) (Figure 10) est considérée comme la mesure de flux la plus directe. Effectivement, elle se rapproche le plus de la définition du flux comme le produit d'une vitesse et d'un scalaire, et ne dépend pas des hypothèses de similitude, ou de la fermeture du bilan d'énergie. Cependant, cette méthode est soumise aux contraintes théoriques telles que l'homogénéité ou la stationnarité de la turbulence, ainsi qu'aux problèmes liés à l'instrumentation : fréquence d'échantillonnage, distance entre les capteurs...

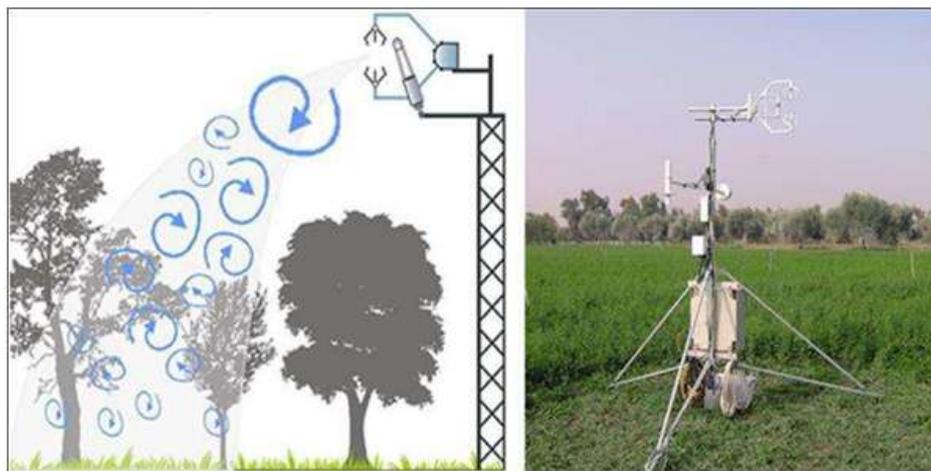


Figure 10: (a) Illustration de la fluctuation turbulente au-dessus d'une surface. (b) Photo d'une station de mesure par eddy covariance.

Malgré que l'empreinte au sol (foot print en anglais) soit assez moyenne (de l'ordre de 100m, Ezzahar (2007)), cette méthode présente des avantages techniques et pratique par

rapport à d'autres systèmes de mesure (méthode de Bowen, flux de sève, lysimétrie, scintillométrie...) ce qui en fait actuellement un des moyens les plus utilisés dans la communauté scientifique. En effet, c'est une méthode non-invasive et une fois la technique maîtrisée son installation et son entretien est relativement aisés, et elle peut être transportable. La méthode est décrite avec beaucoup plus de détails dans Er-Raki (2007b) et Ezzahar (2007).

c) La scintillométrie

Les méthodes, précitées, restent valables seulement sur des surfaces assez homogènes. Les flux turbulents, à grande échelle, sont donc difficiles à évaluer via ces méthodes classiques. En effet, l'hétérogénéité des surfaces génère une grande variabilité des flux ce qui limite la représentativité spatiales de ces flux. Pour pallier à ces difficultés, des techniques de mesure indirectes des flux turbulents ont été développées dont la plus prometteuse est la mesure par scintillométrie.

Un scintillomètre mesure les fluctuations d'intensités d'un rayonnement après propagation sur un trajet qui peut varier de quelques centaines de mètres jusqu'à 5 km (cas des scintillomètres à grande ouverture ou Large Aperture Scintillometer « LAS » en anglais). L'émetteur du scintillomètre émet un rayonnement électromagnétique avec une longueur d'onde $\lambda_{LAS}=0.94\mu\text{m}$ et les fluctuations de l'intensité du signal sont analysées au niveau du récepteur (Figure 11). En général, ces fluctuations sont dues aux interférences causées par la diffraction du signal incident sur les inhomogénéités de l'indice de réfraction de l'air. Ces variations d'indice de réfraction sont dues aux fluctuations turbulentes induites par des fluctuations de température, d'humidité et de pression. La scintillométrie repose sur les théories suivantes : théorie de similitude de Monin-Obukhov⁹ (Monin-Obukhov, 1954), la théorie de propagation des ondes dans un milieu d'indice de réfraction variable¹⁰ (Caniou, 1999). La mesure des variations du signal d'un rayon traversant l'atmosphère entre un émetteur et un récepteur permet de calculer le paramètre de structure de l'indice de réfraction de l'air (C_n^2). Le C_n^2 contient une information sur l'état turbulent de l'atmosphère, qui sert à

9 La théorie de la similitude de Monin-Obukhov décrit l'écoulement et la température moyenne dans la couche de surface en fonction de la hauteur (sans dimension) lorsque la stabilité de l'atmosphère est non neutre (c'est-à-dire que la turbulence est causée par la seule production mécanique). Elle est fréquemment utilisée en météorologie de la couche limite où les équations ne sont pas toujours calculables à partir des principes de base.

10 L'indice de réfraction de l'air est habituellement considéré comme étant constant =1. Cependant, il subit de légères variations provoquées par les variations de température, d'humidité et de pression, transportées par les turbulences de la couche limite atmosphérique. Les tourbillons modifient la trajectoire de l'onde électromagnétique de différentes manières suivant le rapport entre leur taille et la taille du faisceau (Caniou, 1999).

estimer les flux de chaleur intégrés. Pour plus de détails sur cette méthode, le lecteur est invité à se référer à Ezzaharr (2007).

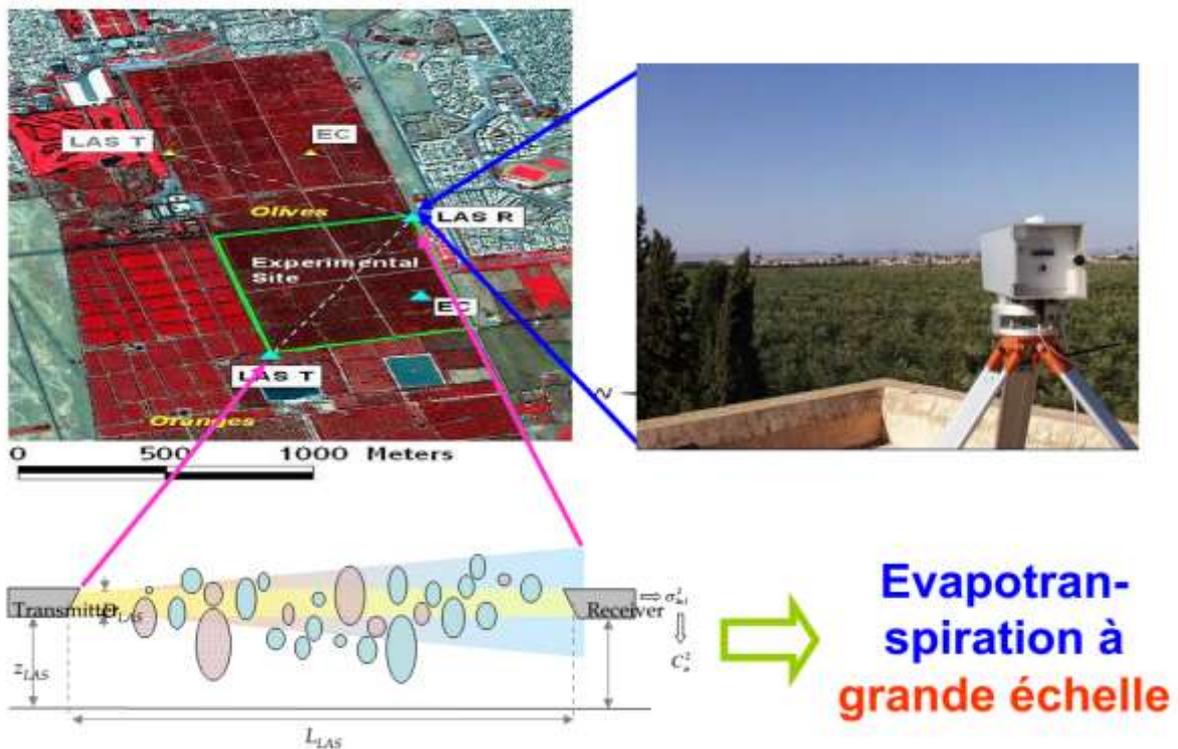


Figure 11: Illustration du dispositif de mesure de l'évapotranspiration par scintillométrie. Source : Rapport SuDmed, 2007.

3) Approche basée sur la physiologie végétale

Les approches de type physiologie végétale consistent à mesurer l'eau perdue par transpiration par une plante ou un groupe de plantes et n'échantillonnent donc qu'une des deux composantes de l'évapotranspiration.

a) Méthode du flux de sève

Cette méthode permet de mesurer la transpiration de la plante, au travers de la mesure du flux de sève brute qu'elle induit. Ainsi, elle permet, en combinaison de la mesure de l'ET par eddy covariance, de réaliser la partition de l'évapotranspiration entre évaporation du sol et transpiration de la plante.

Trois types de système de mesure du flux de sève sont les plus couramment utiliser :

- la méthode de l'impulsion de chaleur ou HPV pour Heat Pulse Velocity (Marshall 1958; Edwards et al., 1996). Elle est basée sur la mesure de la vitesse de propagation d'une onde de chaleur à la suite d'une brève impulsion. Une autre variante de cette

approche est la méthode HRM pour Heat Ratio Method (Burgess et al., 2001) (Figure 12-a)

– la méthode de la dissipation de chaleur ou TDP pour Thermal Dissipation Probe (Granier, 1985, 1987) (Figure 12-b). Elle consiste à mesurer la vitesse de la sève qui est convertie en débit volumétrique.

– la méthode basée sur le bilan d'énergie (Energy or Heat Balance (Dynagage, Sakuratani, 1981; Baker and Van Bavel, 1987). Cette méthode suit le principe de l'équilibrage de la chaleur dans une section entière de la tige.

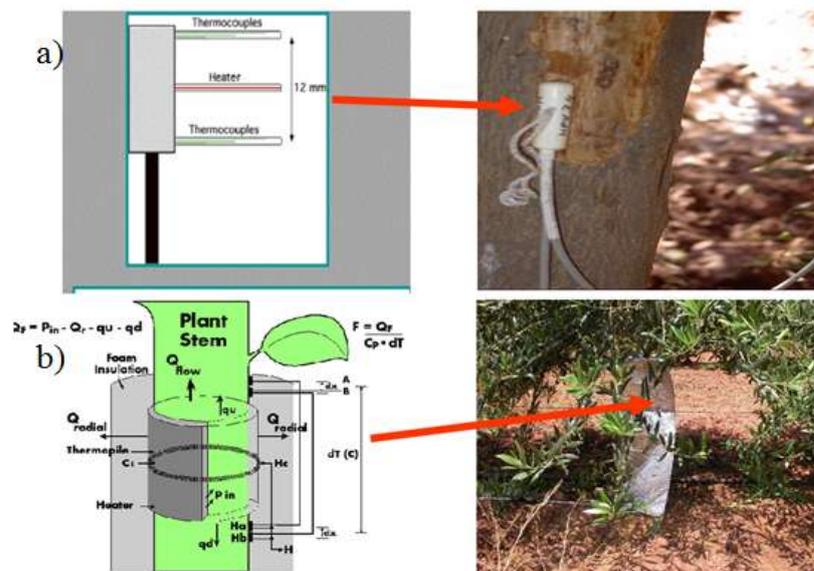


Figure 12: Illustration de deux des technique de mesure du flux de sève (a)-Méthode HRM ; b)- Méthode TDP installée sur le tronc d'un olivier. Source : Rapport SuDmed, 2007.

b) Méthode isotopique

Les isotopes stables de l'eau constituent un traceur environnemental du cheminement de l'eau à travers les différents compartiments de son cycle. En utilisant les analyses des isotopes « stables » et « lourds » de la molécule d'eau (respectivement noté : $H^2H^{16}O$ ($\delta^{2}O$) et $H^{218}O$ ($\delta^{18}O$)), il est facile de suivre l'eau dans le continuum SVA, puisqu'il n'y a pas de fractionnement isotopique¹¹ lorsque l'eau passe des racines vers les tiges. Ainsi, l'eau transpirée a donc une composition isotopique identique à celle de l'eau prélevée à une certaine profondeur du sol (Flanagan et al., 1991; Wang et Yakir, 1995). Par contraste, l'eau évaporée du sol est faible en isotope lourd et stable suite à un fractionnement. Ainsi la

11 Le fractionnement isotopique correspond à la répartition des isotopes d'un élément. Il exprime une répartition entre deux groupes d'isotopes, selon qu'ils sont « légers » ou « lourds » (au sens du nombre de masse des isotopes mis en jeu). Dans le cycle de l'eau, les fractionnements isotopiques sont essentiellement liés aux changements de phases et à la diffusion des espèces isotopiques entre phase liquide ou gazeuse.

composition isotopique de la vapeur d'eau dérivée de l'évaporation du sol et de la transpiration de la plante est très différente et se distingue facilement.

Le rapport des isotopes de l'eau présent dans la couche limite atmosphérique (δ_{pbl}), dans la turbulente couche limite de l'écosystème (δ_{ebl}) et celui provenant de l'évapotranspiration (δ_{ET}), peuvent être représenté par une équation d'équilibre de mélange de masse :

$$\delta_{ebl} = C_{pbl}(\delta_{pbl} - \delta_{ET}) \left(\frac{1}{C_{ebl}} \right) + \delta_{ET} \quad (\text{Équation 15})$$

avec C_{pbl} et C_{ebl} correspondant respectivement à les concentrations des vapeurs d'eau dans la couche limite atmosphérique et dans la turbulente couche limite de l'écosystème. Cette relation de type « Keeling » (Keeling, 1958; Yakir and Sternberg, 2000) est linéaire avec une pente $C_{pbl}(\delta_{pbl} - \delta_{ET})$ et l'interception δ_{ET} représente la contribution isotopique nette du flux d'évapotranspiration.

Les mesures de la concentration et de la composition isotopique de la vapeur d'eau, peuvent s'effectuer par la méthode de piégeage cryogénique (Yepez et al., 2003). Elle consiste à mesurer à différentes hauteurs (8.9 ; 6.4 ; 3.7 ; 1.2 et 0.1 m au-dessus de la surface du sol) dans la couche limite de l'écosystème, de la vapeur d'eau, comme illustré sur la figure 13. Les mesures d'humidité et de température de l'air doivent être effectuées pendant la même période.

Après la collecte, les échantillons sont conservés dans des tubes étanches à une température de 18° C afin d'éviter tout fractionnement due à l'évaporation. Les tiges des plantes à la surface échantillonnée sont collectés sans feuilles, tout en supposant qu'il n'y a pas de fractionnement isotopique en allant des racines vers les tiges qui sont découpées en petites parties et mises dans des flacons étanches et à l'abri du soleil pour éviter l'évaporation de l'eau contenu dans les tiges. Un échantillon de l'eau d'irrigation est aussi prélevé pour une analyse.

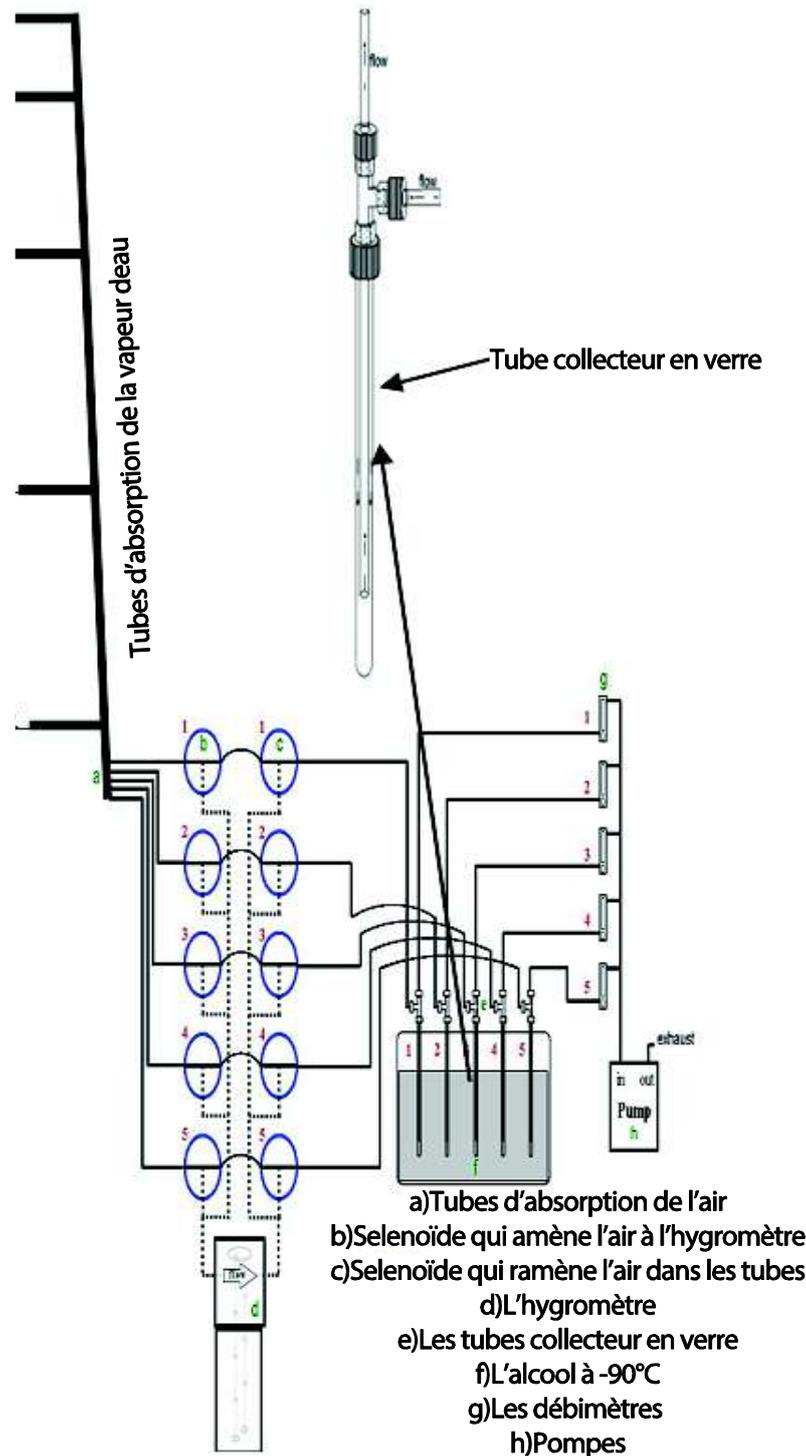


Figure 13: Dispositif expérimental de la récolte des mesures isotopique par piégeage cryogénique.
 Source : Adapté de Aouade, 2012.

Les échantillons sont ensuite amenés au laboratoire afin d'y effectuer les analyses nécessaires permettant ainsi de disposer des données adaptées au modèle linéaire.

La contribution fractionnée de la transpiration aux flux d'ET totaux (F_T) peut être calculée à partir de:

$$F_T = \frac{\delta_{ET} - \delta_E}{\delta_T - \delta_E} \quad (\text{Équation 16})$$

avec δ_E & δ_T , les compositions isotopique de l'évaporation et de la transpiration. Les valeurs pour δ_E & δ_T peuvent être estimées à partir de l'échantillonnage sur le terrain ou provenir de la modélisation (Yakir et Sternberg, 2000).

4) Les caractéristiques de surface

a) La surface foliaire ou Leaf Area Index (LAI)

La surface foliaire est un déterminant important de l'évapotranspiration et de sa partition en évaporation du sol et transpiration de la végétation. L'indice de surface foliaire est défini comme la surface totale de feuilles vertes par unité de surface (Chen et Cihlar, 1996). C'est la variable biophysique clé qui caractérise les phénomènes de transfert radiatif, de transfert d'énergie et de matière entre la végétation et l'atmosphère. Le LAI est une variable sans dimension dont les valeurs s'échelonnent de 0 à 15 environ selon le type de couvert. Plus le couvert est dense, plus le LAI est fort (Figure 14).



Figure 14: Echelle des valeurs du LAI, caractéristique de certaines surfaces.

Il existe une méthode de mesure directe du LAI. Elle consiste à mesurer directement la surface de chaque feuille par un planimètre. L'inconvénient de cette méthode est qu'elle est destructive et souvent lourde à mettre en œuvre surtout pour des campagnes de mesures à grande échelle. Cette méthode est actuellement remplacée par des méthodes moins invasives, appelé méthode indirecte. Ces approches sont généralement plus rapides, automatisables, et permettent ainsi un plus grand échantillonnage spatial. Parmi ces méthodes, on peut citer :

- la technique de photographie hémisphérique, qui repose sur l'acquisition et le traitement de photographies hémisphériques (Becker, 1991). Elle consiste à prendre des photos avec un appareil équipé d'un objectif FC_E8 Fish-eye (objectif grand angle de 180° (Figure 15-a). Plusieurs photos sont prises (par-dessus pour une culture herbacée (Figure 15-b) et par-dessous pour les arbres) afin d'avoir une valeur de LAI représentative de la parcelle. Les photos sont prises dans des conditions optimales d'éclairage afin d'éviter les effets d'ombre et les phénomènes de sur-exposition qui

rendent la classification plus délicate. Les photos sont ensuite numériquement traitées (Figure 15-c) afin d'extraire la valeur du LAI. Le principe de traitement est le suivant : 1) l'image est décomposée en matrice et une classification binaire (sol/végétation) est réalisée par seuillage d'un indice de verdure; 2) on extrait la partie utile de la matrice en masquant l'opérateur et les forts angles qui sont hors du système étudié (Figure 15-c) ; 3) extraction du taux de couverture du sol par la végétation sur des anneaux concentriques associés à des angles de visée fixes ; 4) calcul du LAI directionnel moyen sur les clichés pris (environ 10 photographies) pour une parcelle.

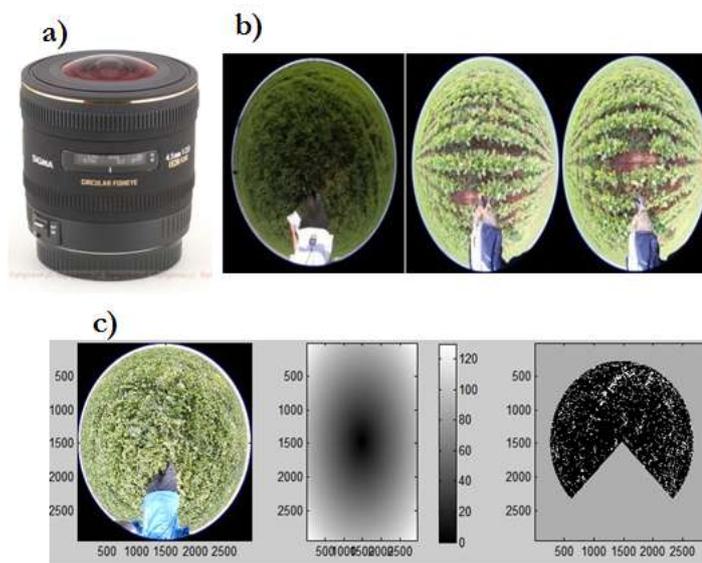


Figure 15: (a)- Exemple d'objectif de type FC_E8 Fish-eye ; (b) exemple de photographie hémisphérique sur un couvert de blé ; (c) exemple de la procédure de traitement numérique des photos prise.

C'est une technique qui présente de nombreux avantages : faible coût de l'instrument (environ 1 k€), facilité et rapidité d'utilisation sur le terrain, représentativité spatiale, mémoire visuelle du système étudié. C'est cette approche qui a été utilisée lors des mesures terrain réalisées dans le cadre de cette thèse.

– il existe aussi des méthodes encore plus indirectes basées sur des relations entre le LAI et d'autres indices. La littérature est fournie, en ce concerne les relations LAI-NDVI pour différentes cultures, suivant différents conditions. Les travaux de Asrar et al. (1984) et Richardson et al. (1992) ont montré une relation de type logarithmique entre l'indice de végétation normalisé et l'indice foliaire. En général, la relation NDVI-LAI est obtenue en comparant les observations terrain du LAI aux observations du NDVI pour les dates d'acquisition du LAI (Duchemin et al., 2006 ; Shabou, 2010).

b) La fraction du couvert végétal (F_c)

La fraction du couvert « F_c » est définie comme la fraction de la surface du sol couverte par la végétation lorsque celle-ci est observée au nadir, c'est-à-dire à sa verticale. La fraction du couvert, tout comme le LAI, est un élément clé dans les processus de fonctionnement liés aux surfaces couvertes par la végétation. Il est adimensionnel et varie entre 0 et 1. Il permet notamment de distinguer les contributions de la composante sol et végétation, à la réflexion, la température et l'échange de matière.

Les méthodes de mesure *in situ* de la fraction du couvert végétal sont très variées mais peuvent être divisées en approches invasives et non-invasives. L'approche la plus largement utilisée est la méthode non-invasive de photographie hémisphérique. C'est la même procédure que pour le LAI. La fraction du couvert est alors le rapport entre le nombre de pixels de végétation et le nombre total de pixels. Sur la base d'une comparaison des diverses techniques utilisées pour obtenir des mesures sur le terrain de la fraction du couvert, White et al. (2000) ont affirmé que la photographie hémisphérique était la technique la plus simple et la plus fiable.

c) L'albédo

L'albédo se définit comme la fraction d'énergie solaire réfléchi par la surface de la Terre, dans toutes les directions de l'espace et sur l'ensemble du spectre solaire. Il correspond donc à une valeur intégrée de la réflectance. Ce coefficient est principalement affecté par le type de surface (Tableau 1). L'albédo du sol nu est fonction des propriétés de ce dernier, telles que sa rugosité, sa couleur ou encore sa teneur volumique en eau (des 5 premiers centimètres du sol θ_{05} (m^3/m^3)). En effet, un sol humide et par conséquent sombre, réfléchira moins de rayonnement qu'une surface sèche et claire. L'albédo est également une variable clé intervenant dans le bilan énergétique et radiatif (Équation 2) des surfaces terrestres (Liang, 2000); il affecte le climat global de la Terre (Cess, 1978; Dickinson, 1983) en modifiant par exemple les quantités d'énergie absorbées (donc de rayonnement net disponible à la surface) et indirectement l'évaporation des surfaces. Bien que sa variation temporelle soit faible, il présente en revanche une variation spatiale importante.

Les mesures *in situ* d'albédo de surface se font généralement à l'aide de deux pyranomètres inversés, l'un captant le rayonnement solaire incident total et l'autre le rayonnement solaire réfléchi par la surface. L'hypothèse sous-jacente à cette méthode étant

que la surface vue par le second capteur est suffisamment homogène pour permettre de supposer que le signal mesuré est équivalent à l'intégrale du flux réfléchi dans toutes les directions. Pour cette raison, le capteur ne peut être placé à grande distance du sol et la surface échantillonnée reste petite.

Tableau 1: Quelques valeurs d'albédos caractéristiques de certaines surfaces.

Type de surface	Gamme de variation de l'albédo
Eau	0.03-0.10
Neige	0.40-0.70
Glace	0.20-0.40
Sable sec	0.35-0.45
Sable humide	0.20-0.30
Sol argileux sec	0.20-0.35
Sol argileux humide	0.10-0.20
Prairie	0.16-0.26
Cultures annuelles	0.10-0.25
Verger	0.15-0.20
Forêt à feuilles caduques	0.10-0.20
Forêt de conifère	0.05-0.15

IV. Estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle

A coté de ces méthodes expérimentales de mesure, plusieurs méthodes (modèles) d'estimation ont été développées pour la détermination de l'évapotranspiration à l'échelle locale pour une surface homogène (en termes de culture, de conditions édaphiques et météorologiques). On s'intéressera surtout à l'approche analytique de Penman-Monteith ainsi qu'aux approches empiriques (méthode du coefficient cultural, modélisation du bilan hydrique), ne nécessitant souvent que quelques mesures basiques pour leurs applications.

1) Approche analytique de la méthode de Penman-Monteith

Le modèle résulte de la combinaison de l'équation du bilan d'énergie et de celle du transfert de masse pour l'estimation de l'évapotranspiration d'une surface d'eau libre.

Le modèle décrit par Penman et al. (1948) a ensuite été modifié par Monteith (1965) et s'écrit :

$$LE = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho c_p \frac{(e_s - e_a)}{\rho r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (\text{Équation 17})$$

où Δ représente le rapport entre la différence de pression de vapeur saturante et la différence de température correspondante (Pa/°K) ; $e_s - e_a$ représente le déficit de pression de vapeur (Pa) ; γ représente la constante psychrométrique ($\gamma \sim 66$ Pa/°K) ; r_a représente la résistance aérodynamique (s/m), r_s représente la résistance de surface (s/m).

La résistance r_s est la résistance que le couvert végétal oppose à la diffusion de la vapeur d'eau vers l'atmosphère. Elle est liée aussi bien aux paramètres de la culture, qu'aux paramètres environnementaux (rayonnement, déficit de pression de vapeur, ...) (Thom, 1975 ; Howell & Evett, 2004).

2) Approche empirique de la méthode du coefficient cultural

Dans cette approche, l'évapotranspiration d'une culture donnée est estimée en tant que fraction de l'évapotranspiration de référence (ET_0). Cette évapotranspiration est nommée évapotranspiration dans les conditions standard (ET_c) est obtenue par :

$$ET_c = K_c * ET_0 \quad (\text{Équation 18})$$

avec K_c correspondant au coefficient cultural spécifique à la culture, ET_0 = l'évapotranspiration de référence.

L'évapotranspiration de référence correspond à la consommation en eau d'une surface herbeuse, bien alimentée en eau, d'une hauteur de 0.12 m, d'une résistance de surface $r_s = 70$ s/m et d'un albédo de 0.23 (Allen, 2000). Elle est obtenue par une simplification (en faisant un certains nombres d'hypothèse) de la formule de Penman-Monteith, par Allen et al. (1998). Comme fixé la résistance du couvert végétal r_c à une valeur de 70 s/m et simplifié l'expression de la résistance aérodynamique en l'approximant par une fonction inverse de la vitesse du vent ($r_a = 208/u$) (Howell & Evett, 2004).

$$ET_0 = \frac{0.48 \Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T + 273} u (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + C_d u)} \quad (\text{Équation 19})$$

où ET_0 représente l'évapotranspiration de référence (mm/jour) ; T représente température de l'air (°C) ; R_n et G sont en MJ/m/jour ou MJ/m/heure ; u représente vitesse

moyenne du vent à 2 m au-dessus du sol (m/s) ; C_n ($K/mm/s^3/mg/jour$ ou $K/mm/s^3/mg/heure$) et C_d (s/m) sont des coefficients qui diffèrent selon le type de surface de référence (gazon ou luzerne) et du pas de temps de calcul (demi-horaire, horaire ou journalier). Dans le cas de la formule de Penman-Monteith, $C_n = 900$ pour un pas de temps journalier et 37 pour un pas de temps horaire et $C_d = 0.34$ quelque soit le pas de temps de calculs.

Le second terme de l'équation 18, appelé coefficient cultural K_c , représente une intégration des caractéristiques (biologiques, physiques, physiologiques, phénologiques et agronomiques) qui distinguent l'évapotranspiration d'une culture donnée, de l'évapotranspiration de référence (Allen, 2000). Ces caractéristiques sont : la hauteur des cultures (qui affecte la résistance aérodynamique et la rugosité), la résistance de surface des cultures (affectée par la surface foliaire, la fraction du sol couverte par la végétation, l'humidité à la surface du sol) et l'albédo (affecté par la fraction du sol couverte et l'humidité à la surface du sol).

Les valeurs de K_c ont expérimentalement été établies, pour une région et une culture données, puis ensuite confinées dans des tables publiées par la FAO-56 (Allen et al., 1998) et sont données pour les diverses phases de croissance des cultures: (1) la phase initiale, qui s'étend du semis à environ 10% de la couverture du sol, (2) la phase de développement, qui suit et se termine au moment où le sol est complètement couvert, (3) la phase de mi-saison, qui se termine par le début de la chute, et (4) la phase sénescence. Ainsi, on peut distinguer le $K_{c\ ini}$, $K_{c\ dev}$, $K_{c\ mid}$ et le $K_{c\ end}$ (Figure 16).

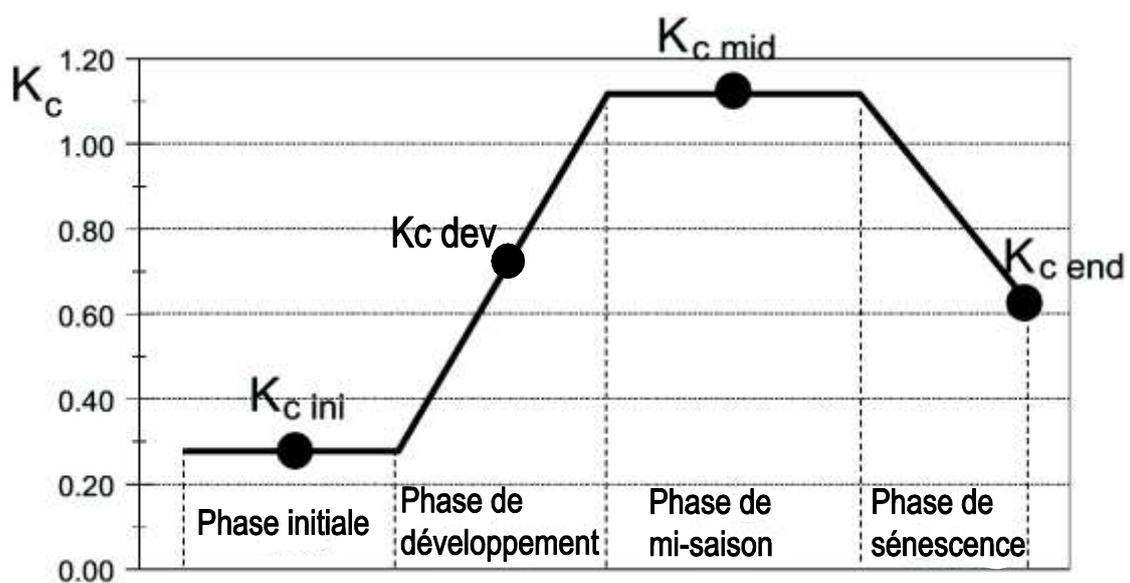


Figure 16: Evolutions typiques du coefficient cultural K_c . Source : Adapté de Allen et al. (1998).

Dans le modèle FAO-56, le K_c peut être divisé en plusieurs coefficients, spécifique à la plante, à l'évaporation du sol et au stress hydrique. Cette approche est appelée Approche à coefficient cultural double. Dans cette approche, K_c prend alors la forme suivante :

$$K_c = K_s * K_{cb} + K_e \quad (\text{Équation 20})$$

où K_{cb} représente le coefficient cultural de base, qui représente le rapport ET/ET_0 quand la surface du sol est sèche, mais que l'eau dans le sol reste suffisante pour assurer la transpiration de la plante (Figure 17). Le K_e est un coefficient d'évaporation qui permet la quantification de l'évaporation à partir de la surface humide du sol. D'après Rana & Katerji (2000), K_e peut être expérimentalement obtenu en fonction de la capacité de stockage du sol ΔS , et de la profondeur racinaire des plantes.

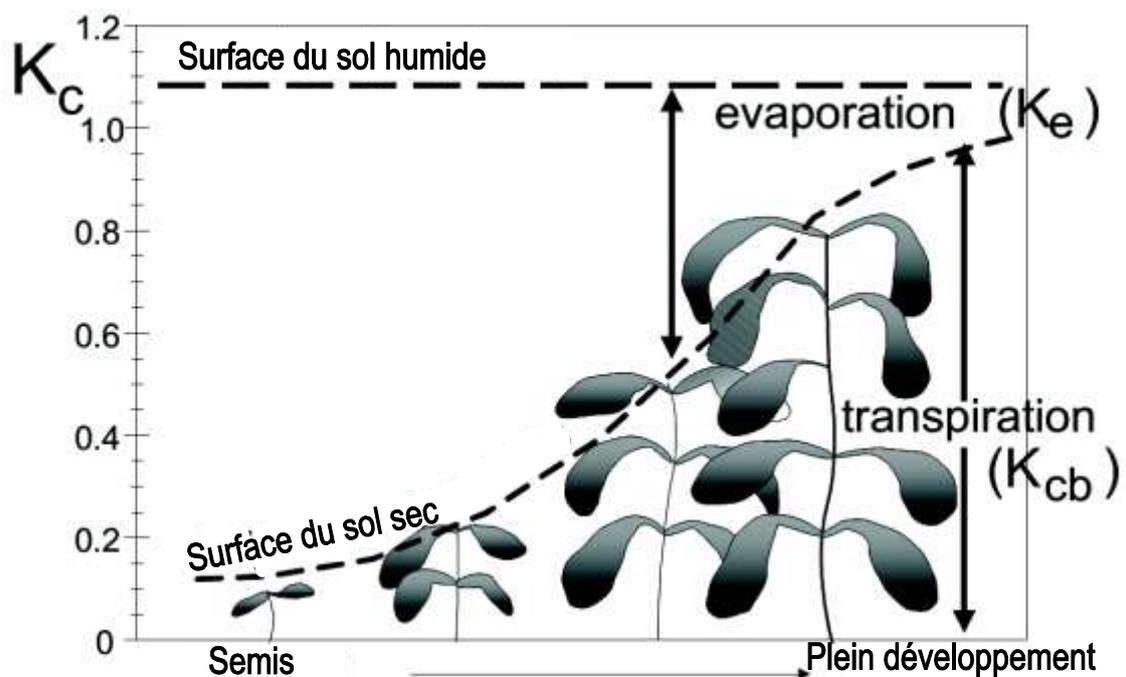


Figure 17: L'effet de l'évaporation sur le K_c . La ligne horizontale représente le K_c lorsque la surface du sol est maintenue humide. La courbe correspond au K_c lorsque la surface du sol est sèche, mais la culture reçoit suffisamment d'eau pour maintenir la transpiration. Source : Adapté de Allen, 1998.

K_s est un coefficient de réduction lié au stress hydrique, compris entre 0 et 1. K_s réduit la valeur de K_{cb} quand la teneur en eau moyenne de la zone racinaire du sol n'arrive plus à assurer une bonne transpiration aux plantes (Allen, 2000).

Nous reviendrons plus en détail sur la procédure de calcul de ces différents coefficients dans le chapitre 3, lorsque nous présenterons en détail cette approche que nous avons utilisée dans le cadre de notre travail.

3) Méthode basée sur la modélisation du bilan hydrique

On distingue en général deux grandes classes de modèles de bilan hydrique :

- les modèles dits “mécanistes”,
- les modèles dits “analogues” (ou modèles réservoir).

Dans l’approche mécaniste, le flux d’eau dans le sol est contrôlé par l’existence d’un gradient de potentiel d’eau dans le sol, régi par la loi de Darcy et le principe de continuité (Rana & Katerji, 2000). La résolution des équations dans ces méthodes impliquent toutes la discrétisation du sol en couches horizontales (Feddes et al., 1988). Ainsi, la complexité dans la mise en œuvre de ces approches réside dans la précision de la fonction de pédo-transfert utilisée pour le transfert de l’eau dans le sol, et dans les procédures pour l’estimation des conditions aux limites du système SVA.

Dans l’approche analogue, le sol est traité comme une succession de réservoirs, remplis par les eaux de pluie et d’irrigation, et vidés par l’évapotranspiration et le drainage et d’après Lhomme & Katerji (1991), ces modèles réservoir sont basés sur les deux principes suivants :

- la détermination de la capacité de stockage de l’eau dans le sol, ΔS , en fonction de la profondeur du sol et de la zone racinaire,
- la séparation de l’eau du sol en deux catégories, à savoir, l’eau facilement transpirable et l’eau totale du sol.

V. Spatialisation de l’évapotranspiration

Précédemment, quelques bases concernant la physique des échanges SVA et les approches les plus utilisées pour mesurer et estimer à l’échelle locale l’évapotranspiration ont été présentés. Kalma et al. (2008) ont indiqué que de nombreux progrès ont été faits dans la compréhension du processus d’évapotranspiration à l’échelle locale à partir de systèmes de mesure assez précis. Toutefois, et comme nous l’avons déjà évoqué, en raison de l’hétérogénéité de la surface et la nature dynamique des transferts de masse et d’énergie, les observations conventionnelles (i.e., mesure de flux de sève, lysimètre, rapport de Bowen, eddy covariance ou scintillométrie) peuvent rarement être étendues à l’échelle régionale (French et al., 2005a) du fait de la faible représentativité spatiale associée (empreinte au sol = 10–10³ m).

De même, si les outils de modélisation offrent de bonnes performances à l'échelle locale sur les sites instrumentés où l'ensemble des variables d'entrées et les paramètres sont bien connus, leur application à grande échelle est limitée par une méconnaissance des principaux paramètres et du forçage d'autant plus en zones semi-arides caractérisés par des réseaux opérationnelles épars. La télédétection grâce à une vision synoptique et répétitive permet d'avoir accès à plusieurs variables clés intervenant dans le processus d'échanges à l'interface SVA : la température radiométrique de surface T_{rad} , l'humidité superficielle du sol et les caractéristiques du couvert végétal (i.e. LAI et fraction du couvert végétal), l'albédo et l'émissivité de surface, (Abteu et Melesse, 2013; Mauser et Schädlich, 1998).

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

L'objet de cette partie est de préciser quelques notions de physiques de la mesure en télédétection (optique et thermique) qui seront utilisées dans ce travail. Les différents aspects relatifs aux techniques d'acquisition passives optiques sont d'abord présentés, en s'intéressant notamment aux longueurs d'ondes utilisées et aux réponses spectrales caractéristiques des surfaces cultivées. La télédétection thermique sera ensuite abordée suivant un schéma similaire. Enfin, les liens entre observables de télédétection et modélisation seront évoqués.

1) Rappel du processus de télédétection

La télédétection est la technique qui, par l'acquisition d'image, permet d'obtenir de l'information sur la surface de la Terre sans contact direct avec celle-ci. La télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et à enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et à analyser l'information, pour ensuite mettre en application cette information. Pour que le processus de télédétection se réalise, il faut qu'il y ait une interaction entre trois éléments : une cible, une source d'énergie et un capteur (Figure

18). La cible correspond à l'objet ou à la portion de la surface terrestre que l'on souhaite étudier (comme les surface agricole). Lorsque celle-ci reçoit de l'énergie (par rayonnement électromagnétique), elle peut, en fonction de la longueur d'onde, de la nature et/ou des conditions de sa surface, l'absorber, la transmettre ou la réfléchir. La source d'énergie peut être naturelle comme le Soleil (télédétection passive) ou provenir d'une source artificielle (télédétection active). Le capteur (ou plates-formes d'acquisition), enfin, va mesurer l'énergie réfléchie ou émise par la cible. Bien que les plates-formes terrestres ou aéroportées soient utilisées, ce sont les satellites qui fournissent la majeure partie des données recueillies par télédétection de nos jours. Ce signal va ensuite être retransmis vers une station de réception qui traduit ce signal en une image numérique.

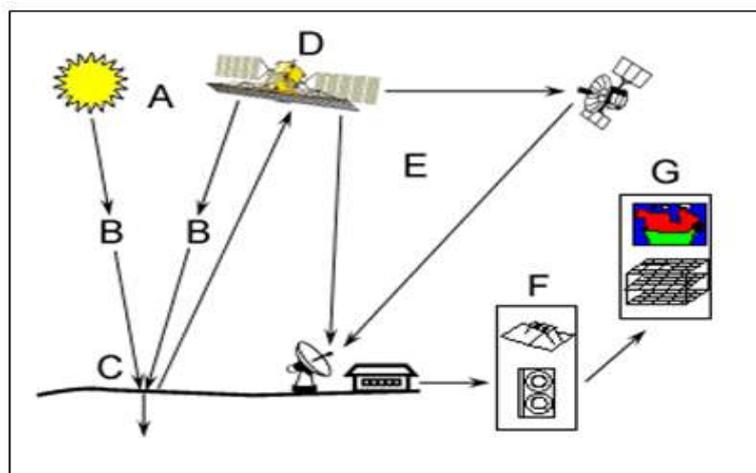


Figure 18: Le processus de télédétection spatiale. A :Source d'énergie qui illumine la cible ; B : Les interactions entre le rayonnement et l'atmosphère ; C : Interaction de l'énergie avec la cible (phénomène d'absorption, de diffusion et de transmission) ; D : L'énergie émise par la cible est captée puis enregistrée par le capteur ; E : L'énergie enregistrée est transmise à une station de réception et transformée en image numérique ; F,G : L'image peut être analysée, traitée et interprétée et l'information de cette image peut être utilisée. Source : (CCRS/ CCT)

Le spectre électromagnétique se décompose en plusieurs régions, en fonction de leurs longueurs d'onde, dont certaines sont exploitables en télédétection (Figure 19) : – le visible qui s'étend de 0.4 à 0.7 μm et contient les trois couleurs fondamentales de la synthèse additive (le rouge entre 0.6 et 0.7 μm , le vert entre 0.5 et 0.6 μm , le bleu entre 0.4 et 0.5 μm) ; – le proche infrarouge (PIR) de 0.7 à 1.5 μm ;– le moyen infrarouge (MIR) de 1.5 à 3 μm ;– l'infrarouge thermique de 3 à 15 μm ; – les hyperfréquences de 1 mm à 1 m.

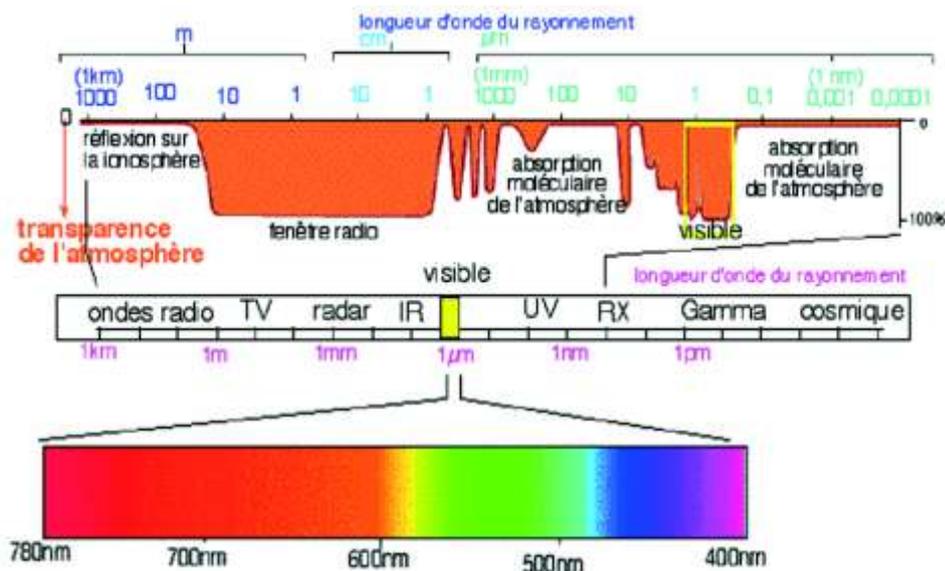


Figure 19: Spectre du rayonnement et transparence de l'atmosphère. Les courtes longueurs d'onde sont comprises entre 0.3 et 3 μm , tandis que les ondes longues sont comprises entre 3 et 10 μm .

Source : Adapté de Benhadj, 2008.

L'acquisition d'information par la mesure de l'intensité réfléchie ou émise est réalisée à travers l'atmosphère, dont la composition chimique conditionne sa réaction à une excitation électromagnétique. On s'intéresse principalement aux bandes spectrales qui sont le moins affectées par ce phénomène d'absorption de l'énergie, voir complètement transparente. Ces bandes spectrales spécifiques sont appelées fenêtres atmosphériques. Le graphe de la figure 19 montre notamment certaines zones du spectre pour lesquelles toute acquisition est impossible, comme dans certaines bandes de l'infrarouge thermique par exemple. Par contre, dans le domaine du visible, on peut constater que la transmission est presque totale.

Avant de s'intéresser à la définition des signatures spectrales des éléments de la surface, il est utile de préciser le comportement des ondes électromagnétiques lors de la rencontre d'un objet. Cette interaction comporte trois éléments : l'absorption, la réflexion et la transmission mesurées respectivement par l'absorptance, la réflectance et la transmittance (rapports des énergies absorbées, réfléchies ou transmises avec l'énergie incidente, respectivement) (Figure 20).

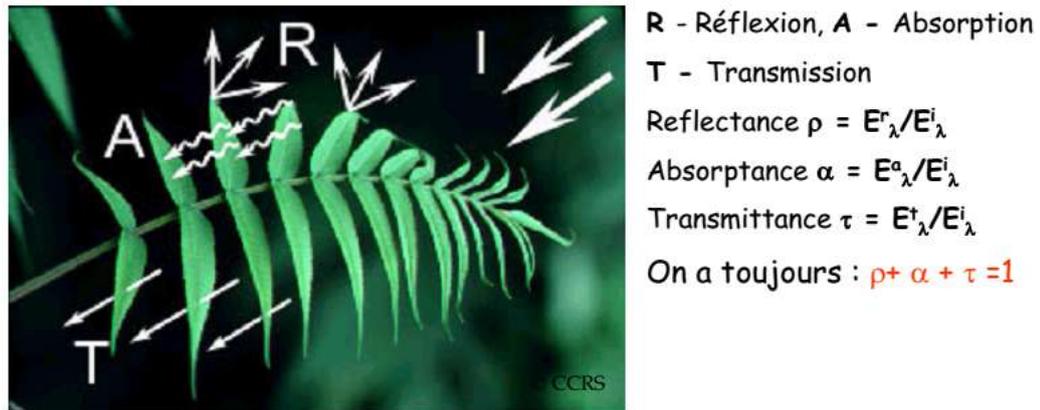


Figure 20: Illustrations des différentes interactions entre le rayonnement électromagnétique et une feuille. Source : Adapté de Soudani, 2005.

L'acquisition dans plusieurs bandes, ou intervalles de longueurs d'onde, permet d'identifier les objets par l'étude de leurs signatures spectrales.

2) Caractérisation des états de surface par télédétection optique

a) Signature spectrale des surfaces

L'analyse du signal électromagnétique réfléchis ou émis par une surface permet d'en caractériser la composition. Les surfaces naturelles ou artificielles ont des réponses caractéristiques (Bonn et Rochon, 1993), essentiellement fonction de : – leur nature, – leur teneur en eau, – leurs teneurs en minéraux, – leurs rugosités.

La végétation présente une signature spectrale mettant en évidence un contraste fort de réflectance entre le visible et le proche infrarouge (Figure 21). Cette caractéristique provient de l'activité chlorophyllienne et de la présence d'eau dans les feuilles. Ainsi, la signature spectrale évolue au cours de la saison: au maximum de la période végétative, l'écart entre le rouge et l'infrarouge est maximal ; alors qu'en cas de stress hydrique ou à la sénescence, la réflectance dans le rouge tend à diminuer, et le passage du visible vers l'infrarouge se fait de manière plus continue (Carter et Miller, 1994).

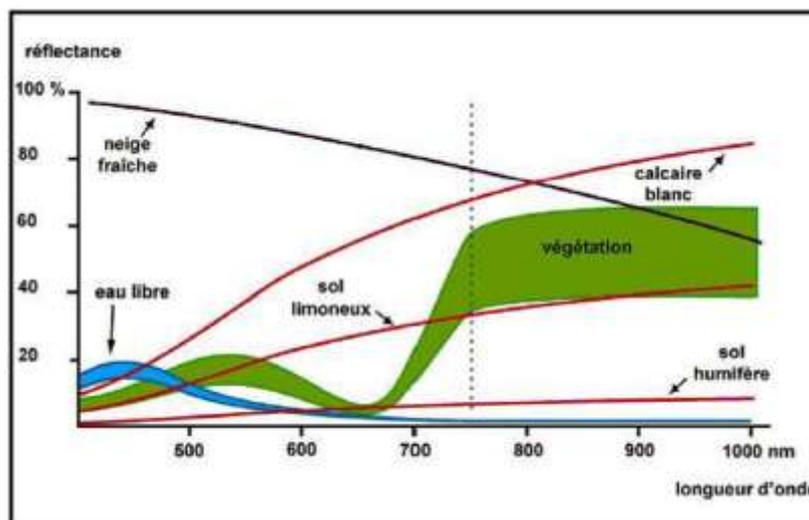


Figure 21: Signature spectrale, caractéristique de certaines surfaces naturelles. Source : Adapté de Benhadj, 2008.

b) Caractéristiques spatio-temporelle et radiométrique

Les observations issues de la télédétection spatiale sont caractérisées par leurs résolutions spatiales, temporelles et radiométriques. Cette dernière est une notion qu'il est plus difficile d'appréhender car plusieurs composantes interviennent dans sa définition.

La résolution spatiale est assimilée à la taille des éléments de surface élémentaires observés, éléments constitutifs de l'image appelés pixels. La résolution spatiale est variable et dépend principalement de la sensibilité du capteur à recevoir l'énergie émise par la surface mais aussi de la taille du champ de prise de vue, appelée fauchée¹². Ainsi les capteurs à haute résolution spatiale ont des fauchées très étroites alors que les capteurs à moyenne et faible résolution ont une fauchée très large. La résolution spatiale d'une image détermine son utilisation et va du centimètre, pour une application à la cartographie urbaine, au kilomètre, pour une application en hydrologie.

Les points sur la surface de la Terre qui se trouvent directement en dessous de la trajectoire du satellite sont appelés les points nadir. On définit le cycle de passage du satellite (résolution temporelle d'un système de télédétection) comme étant la période de temps nécessaire pour que le satellite revienne au-dessus d'un point nadir pris au hasard. Le satellite aura alors effectué un cycle orbital complet. La période de temps nécessaire pour compléter un cycle orbital complet varie d'un satellite à l'autre. La durée du cycle orbital ne doit pas être confondue avec la période de revisite. Avec les capteurs orientables, les instruments peuvent

¹² Elle correspond à la largeur du champ d'observation d'un capteur, autrement appelée GFOV (Ground Field Of View).

observer une surface avant et après les passages de l'orbite au-dessus de la cible, ce qui permet une période de revisite beaucoup plus courte que le cycle orbital.

Les résolutions spatiales et temporelles sont très souvent liées. Par exemple dans l'infrarouge thermique, les données de LandSat ont une résolution spatiale de 100 m mais une résolution temporelle de 16 jours alors que les données de MODIS ont une résolution spatiale de 1 km mais avec une fréquence journalière (Figure 22). De plus, il est important de souligner que les observations dans l'infrarouge thermique sont sensibles à la couverture nuageuse ce qui peut amplifier l'écart temporel entre les données disponibles. Comme pour la résolution spatiale, la résolution temporelle est en fonction de l'utilisation.

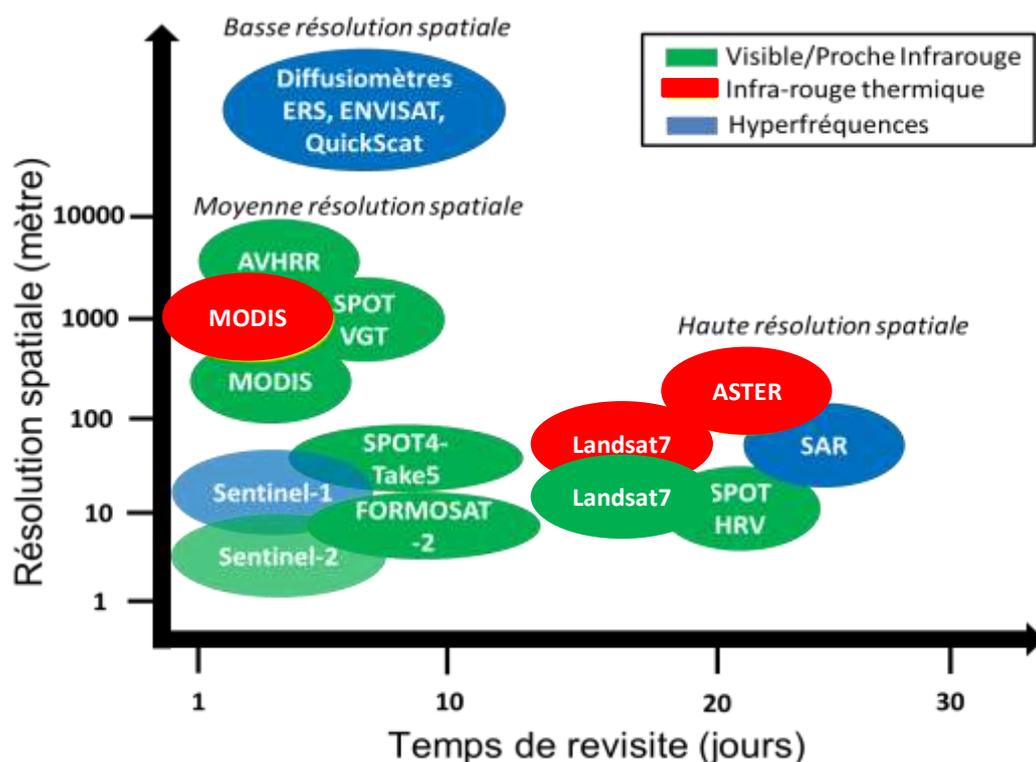


Figure 22: Temps de revisite et résolution spatiale approximatifs des principaux capteurs de télédétection.

La résolution spectrale décrit la capacité d'un capteur à exploiter des plages de longueurs d'onde spécifiques appelées bandes spectrales. Ces bandes sont définies par leur nombre, leur position et leur largeur.

On peut distinguer les systèmes d'observations selon le nombre de bandes et l'étendue du domaine spectral qu'ils couvrent. Ils peuvent délivrer:

- une image panchromatique, n'a qu'une seule bande spectrale et ne renseigne que sur l'intensité « moyenne » souvent sur une large bande localisée dans le rayonnement visible (λ entre 0.5 et 0.7 μm);
- une image multi-spectrale, obtenue par des enregistrements simultanés ou consécutifs dans un petit nombre de bandes spectrales (3 à quelques dizaines, dans les domaines visible et/ou infrarouge thermique), celles-ci n'étant pas nécessairement contiguës;
- une image hyper-spectrale, collectée dans une multitude (souvent plus de 200) de bandes spectrales étroites (de l'ordre de quelques nm) et généralement contiguës, dans les portions visible, proche et moyen infrarouge du spectre électromagnétique.

Il existe un compromis entre résolution spectrale et résolution spatiale. En règle générale, plus on augmente la résolution spectrale, plus on a tendance à diminuer la résolution spatiale. Ceci s'explique par le fait que les détecteurs ont besoin de suffisamment de flux d'énergie lumineuse pour augmenter le rapport signal/bruit et qu'une augmentation de la résolution va dans le sens de la diminution de ce flux. Les résolutions spatiales les plus fines sont ainsi obtenues pour les capteurs à très haute résolution spatiale en mode panchromatique mais avec un temps de revisite très faible. Et les capteurs avec un temps de revisite journalier n'offrent que des résolutions spatiale très basse. Le lancement des satellites Sentinel constitue une vraie révolution dans ce cas, puisqu'ils vont permettre d'offrir un temps de revisite similaire aux capteurs à basse résolution avec une meilleure résolution spatiale.

c) Caractéristiques de surface par télédétection optique

L'emploi simultané de plusieurs canaux d'acquisition sous forme de combinaison linéaire ou de rapports de bandes dérivées des mesures de réflectance, permet d'établir des indices, pour arriver à discriminer certaines caractéristiques des végétaux (Lichtenthaler et al., 1998). Les indices de végétation ont connu un essor important dans les années 1980 alors que la plupart des chercheurs dans le domaine s'affairaient à développer des outils d'aide à la photo-interprétation (Bariou et al., 1985). Ces valeurs synthétisent l'intensité d'un phénomène trop complexe pour être décrit par des paramètres simples et connus (Bannari et al., 1995).

➤ L'indice normalisé de végétation (NDVI)

Dans le cas des surfaces couvertes de végétation, les pigments chlorophylliens absorbent fortement dans le rouge alors que la structure interne de la feuille réfléchit fortement dans le proche infrarouge. Ce comportement contrasté a conduit à l'indice

normalisé de végétation, le NDVI (Normalized Difference Vegetation Index) (Rouse et al. 1973, 1974), défini comme le rapport entre la différence des réflectances proche infrarouge (*PIR*) et rouge (*R*) et la somme de ces réflectances (Équation 21).

$$NDVI = \frac{PIR - R}{PIR + R} \quad (\text{Équation 21})$$

Cet indice est sensible à la présence de végétation (Sellers, 1985). Il a été utilisé en plusieurs applications régionales et mondiales, dans les études concernant la distribution et l'activité photosynthétique potentielle de la végétation (Deblonde et Cihlar, 1993 ; Propastin et Kappas, 2009). Cet indice est également considéré comme un indicateur fiable des variations d'occupation du sol (Myneni et al. 1996 ; Cuomo et al., 2001) puisqu'il est très sensible aux changements d'état du couvert végétal et grâce à cette différence normalisée, il minimise un peu mieux les effets du sol.

Cependant, pour diminuer la contribution spectrale du sol sous-jacent au couvert végétal étudié, d'autres indices ont été proposés comme le SAVI (Soil Adjusted Vegetation Index, Huete, 1988) ou le TSAVI (Transformed SAVI, Baret et Guyot, 1991). Même si différents indices de végétation en télédétection sont développés spécifiquement pour mesurer certaines caractéristiques de couverts végétaux ou pour réduire des effets sols ou atmosphériques (Bannari et al. 1996), néanmoins, au vu des informations supplémentaires à ajouter, le NDVI reste l'indice de préférence pour suivre l'état des couverts végétaux, principalement pour sa capacité à représenter le niveau ou l'intensité de l'activité végétale dont les variations intra et inter annuelles peuvent traduire des situations de stress de la végétation ou de recouvrement (Glenn et al., 2008). Le NDVI est une variable sans dimension, dont la valeur varie théoriquement entre -1 et 1. Mais en pratique, les valeurs négatives correspondent aux plans d'eau, les valeurs autour de 0 représentent le sol nu et les valeurs autour de 0.8-1 correspondent aux couverts pleinement développés. Cependant, le NDVI tend à saturer en présence d'une épaisse couverture végétale. Il est également sensible aux conditions atmosphériques : une compensation de ses effets est donc souhaitable avant de calculer l'indice, en particulier si l'on entend effectuer des études comparatives entre plusieurs acquisitions.

Les mesures *in situ* du NDVI peuvent être effectuées par des multi-radiomètre portatif tels que le CROPSCAN ©, type MSR87. Il mesure la signature spectrale du couvert dans plusieurs longueurs d'ondes (8 bandes spectrales similaires à celles de LandSat TM),

permettant ainsi de calculer le NDVI (Figure 23). Ses mesures sont utilisées afin de valider les produits de NDVI provenant des capteurs satellitaires.

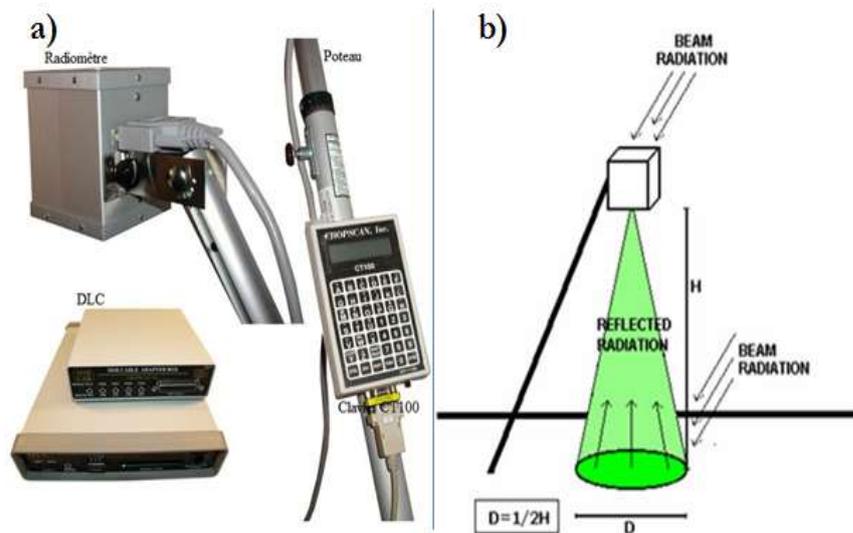


Figure 23: a)- Photo du CROPSCAN, type MSR89, accompagné de sa canne et de son boîtier d'acquisition. b)- Illustration de l'acquisition de données par le CROPSCAN sur le terrain.

➤ L'albédo

De nombreux produits d'albédo satellites ont été produits et distribués de façon opérationnelle dans une large gamme d'échelles spatiales (de 250 m à 20 km) et temporelles (de quotidiennes à mensuelles) (Schaaf et al., 2008). Le model Kernel-driven, basée sur la fonction « Bi-directional Reflectance Distribution Function (BRDF) » est actuellement la méthode la plus largement utilisée et a été adoptée pour les produits d'albédo de surface de MODIS (Gao et al., 2005; Schaaf et al., 2002 ; Lucht et al., 2000. La série de capteurs « Polarization and Directionality of Earth Reflectance (POLDER) », qui ont des capacités d'observation multi-angulaires plus puissantes mais des résolutions spatiales plus faibles, ont également publié des produits globaux distincts d'albédo (Leroy et al., 1997 ; Bicheron et Leroy, 2000 ; Bacour et Breon , 2005).

➤ Indice de surface foliaire ou Leaf Area Index (LAI)

Il existe plusieurs produits de télédétection de LAI, à échelle globale et régionale. Les plus connus sont MODIS, CYCLOPES, GLOBCARBON, GLASS et CCRS LAI. Il existe une grande diversité d'approches pour estimer le LAI à partir des observations de réflectances ou de d'indice de végétation qui peuvent être séparées en deux grandes familles : les approches empiriques qui cherchent à établir des relations linéaires ou non linéaires (comme

les réseaux de neurones ; cf. travaux de l'équipe de F. Baret à l'INRA d'Avignon, France) entre un indice de végétation ou plus généralement une combinaison de réflectances et des mesures de terrain ; les approches semi-physiques basées sur l'inversion d'un modèle de transfert radiatif qui peut être 1D de type big leaf ou 3D, qui utilisent différentes informations de surface en entrée du modèle de transfert radiative 3D comme l'occupation du sol. Le produit MODIS que nous avons utilisé (MOD13Q1) repose sur les 2 approches : si l'inversion du modèle de transfert radiatif échoue pour des raisons de convergences numériques ou de mauvaise qualité des données d'entrées, l'algorithme se rabat sur un « backup » empirique.

➤ La fraction du couvert

De même que pour le LAI, la fraction du couvert est elle aussi fourni par plusieurs capteurs avec différentes résolution spatio-temporelle. Trois grandes approches sont les plus souvent utilisées pour pouvoir disposer de la fraction du couvert : les modèles de régression (linéaire ou non-linéaire), les modèles basés sur le mélange de pixel dans une image et les modèles d'apprentissage automatique (Liang et al., 2012). Ces deux dernières approches ne seront pas présentées ici, mais le lecteur peut se référer à Liang et al. (2012) pour plus de détails.

Les modèles de régression sont construits sur l'établissement d'une régression entre les données de télédétection de certaines bandes spécifiques, plusieurs longueurs d'ondes, ou des indices comme le NDVI, à la mesure *in situ* de fraction du couvert. Ces méthodes sont souvent appliquées pour l'établissement de la fraction du couvert sur de très grande superficie et sans autres informations complémentaires. Cette régression, peut être linéaire ou non-linéaire. La régression linéaire consiste à utiliser une formule de type :

$$F_c = a * NDVI + b \quad \text{(Équation 22)}$$

3) Caractérisation des états de surface par télédétection thermique

Etant donnée la complexité et la multiplicité des mécanismes biophysiques sur lesquels reposent les transferts thermiques, nous ne présenterons ici que les principes théoriques utiles dans le cadre de ce travail. Pour une revue détaillée, cf. Jacob (1999).

a) Température de surface

La température joue un rôle primordial sur l'état énergétique des surfaces naturelles. Elle apparaît en effet dans toutes les composantes du bilan d'énergie, sous différentes

appellations: température radiative, température aérodynamique, température radiométrique, température du sol et de la végétation. Il s'agit de grandeurs différentes, et faire l'hypothèse qu'elles sont équivalentes peut générer des erreurs conséquentes sur l'estimation des flux (Huband et Monteith, 1986 ; Hall et al., 1992).

La loi de Stefan-Boltzmann indique que la puissance émise par unité de surface de la surface d'un corps noir¹³ est directement proportionnelle à la quatrième puissance de sa température absolue. Le spectre d'émission dépend de la température ; la longueur d'onde dans laquelle l'émission est maximale diminue avec la température. Pour la plupart des surfaces terrestres, ce maximum est atteint pour des longueurs d'ondes comprises entre 3.5 et 15 μ m, qui délimitent ainsi le domaine de l'infrarouge thermique.

Dans ce domaine, les capteurs sont des radiomètres mesurant une température de brillance qui est directement reliée à la température de la surface par la loi de Stefan-Boltzmann. Ce domaine apparaît particulièrement adapté pour suivre le stress hydrique de la plante (lors d'un stress hydrique, la plante réduit l'ouverture de ses stomates, ce qui augmente sa température).

- La température thermodynamique ou cinétique, définie pour un milieu en équilibre thermique, correspond à la température mesurée par un thermomètre ou par des thermocouples placés à la surface d'un organe végétal (la feuille le plus souvent).
- La température radiométrique est la quantité obtenue par inversion de la loi de Planck¹⁴ à partir de la luminance émise par ce milieu et divisée par son émissivité. Cette température correspond à celle mesurée par un radiothermomètre.
- La température radiative est une quantité intégrée sur l'ensemble du spectre électromagnétique. Elle est calculée par la résolution du bilan radiatif (Équation 2). Elle peut différer de la température radiométrique de 1°K selon l'hétérogénéité de surface, les valeurs de températures présentes et le domaine

13 Un corps noir absorbe toute l'énergie qu'il reçoit. L'énergie émise par un corps noir, dans une gamme de longueurs d'ondes, ne dépend que de sa température. Il est possible de retrouver sa température radiative de surface en mesurant la part de cette énergie émise dans une gamme de longueurs d'onde donnée. Pour les surfaces naturelles, l'énergie émise est toujours inférieure à celle émise par un corps noir ayant la même température : le rapport entre ces énergies est appelé «émissivité», et varie selon l'objet.

14 La loi de Planck établit, à partir des lois de la mécanique quantique, l'intensité du rayonnement émis par un corps noir (corps absorbant tout le rayonnement incident quelle que soit sa longueur d'onde) à une température et une longueur d'onde donnée.

spectral considéré (Becker and Li, 1993). Elle n'est donc pas mesurable directement par télédétection et nécessite la connaissance de la température radiométrique et de l'émissivité spectrale intégrée pour être calculée.

- La température aérodynamique est la valeur d'équilibre de la température de surface (T_s) qui permet de résoudre le bilan d'énergie. Cette température est définie par l'équation du flux de chaleur sensible H (Équation 4).
- La température de surface (T_s) dépend donc du rayonnement total incident, des caractéristiques spectrales de la surface considérée ou des éléments qui la composent et de la partition de l'énergie disponible à cette même surface.

Mais la donnée de température issue des capteurs, subit l'effet des perturbations atmosphérique, des perturbations principalement dues à la présence de vapeur d'eau, de dioxyde de carbone, et d'ozone (Lenoble, 1993). Elles peuvent générer des différences en température, supérieures à 10 °C (Cooper et Asrar, 1989 ; Wukelic et al., 1989). Le défi est de quantifier à partir de la température de brillance les grandeurs de surface précitées (température radiative, température aérodynamique, température radiométrique, température du sol et de la végétation). Pour ce faire, on peut distinguer deux axes : d'une part, l'estimation précise d'une température de surface (c'est-à-dire corrigée des effets instrumentaux et atmosphériques) ; et d'autre part, l'interprétation au niveau spectral, directionnel et spatial de cette température afin d'en déduire les variables recherchées (Jacob, 1999).

b) L'émissivité

L'émissivité de surface correspond au facteur de conversion d'énergie thermodynamique en énergie radiative. L'émissivité permet de distinguer entre température de brillance et température radiométrique. Elle est fonction de l'angle de visée puisque ce dernier influe sur les proportions de sol et de végétation vue par le capteur. De même, elle est fonction de la trace au sol dont dépendent l'hétérogénéité, et donc le comportement spectral et directionnel de l'ensemble constituant la cible.

L'eau possède une émissivité proche de celle d'un corps noir (0.993 à 10 μm) (Becker and Li, 1993). Il faut préciser qu'un même objet peut être considéré comme une entité unique présentant sa propre valeur d'émissivité ou comme un ensemble composite d'éléments présentant des caractéristiques spectrales propres (Lhomme, 1991; Lhomme et al., 1998; Monteith, 1965). Ainsi, les couverts végétaux auront une émissivité d'autant plus élevée

qu'ils seront riches en chlorophylle et en eau : cette émissivité est en moyenne de 0.98, ce qui signifie qu'un couvert émet 98% de l'énergie qu'émettrait un corps noir à la même température. Pour une feuille unitaire, cette valeur est généralement plus basse (entre 0.95 et 0.97). L'émissivité du sol, généralement entre 0.90 et 0.95, varie en fonction de la constitution minérale du sol, de son humidité et de sa texture. Ainsi, plus un sol est humide et plus son émissivité est grande.

VI. Les modèles de télédétection

Après avoir vu ces quelques éléments sur la télédétection optique et thermique et sur les informations auxquelles elles donnent accès, nous donnons ici un aperçu sur les différentes familles de modèles développés par la communauté scientifique qui peuvent tirer partie de la disponibilité de ces données pour estimer l'évapotranspiration sur de grande superficie. La complexité de ces modèles va dépendre du domaine d'application (l'hydrologie, la météorologie, l'agronomie ou la foresterie) et du niveau de précision recherché.

1) Modèles empiriques

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

$$ET_j = R_{n,j} * B(T_s - T_a)^n \quad \text{(Équation 23)}$$

où B et n sont des constantes ajustées par régression linéaire et qui dépendent respectivement de la rugosité de surface et de la stabilité atmosphérique. T_s peut être obtenue par des mesures satellite dans l'infrarouge thermique, après corrections atmosphériques, ou par des capteurs installé en surface.

Du point de vue du bilan d'énergie, cette méthode fait l'hypothèse que le rapport H/R_n est constant pendant le jour, et que la variation journalière du flux de chaleur dans le sol est négligeable ($G = 0$). Le principal avantage de cette méthode de régression empirique est sa

simplicité et sa précision relativement élevée (1 mm/jour) quand elle est calibrée sur un jeu de donnée *in situ* de qualité. Cependant, les constantes ajustées sont spécifiques des sites, et peuvent limiter l'application de cette approche sur des surfaces hétérogènes (Carlson et al., 1995a).

2) Modèles basés sur le bilan d'énergie

L'intensité des flux turbulents d'énergie et de masse vers l'atmosphère est déterminée par la partition d'énergie en surface. Pour les méthodes basées sur la résolution du bilan d'énergie, l'ET est calculée comme terme résiduel de l'équation de ce bilan (Équation 1). Plusieurs modèles ont été développées en fonction du type de surface à représenter: des modèles qui considèrent la surface comme une source uniforme (sol et végétation combinée) (e.g. big leaf) ou des approches qui séparent la part du sol et de la végétation (Figure 25-a). En outre, plusieurs méthodes combinent des relations empiriques avec des approches physiques, lesquelles sont basées aussi sur la variabilité spatiale des paramètres et des variables de surface telle que la température radiométrique.

Dans ces approches, le R_n est toujours obtenu par :

$$R_n = (1 - \alpha_s)R_g + \varepsilon_s \varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (\text{Équation 24})$$

avec α_s correspondant à l'albédo de surface ; ε_s , ε_a et σ représentent respectivement l'émissivité de la surface, de l'atmosphère, et la constante de Stefan-Boltzmann. T_a et R_g correspondent à la température de l'air et au rayonnement global. Dans cette formulation, c'est la température de surface (T_s) qui est obtenue par télédétection.

Pour le flux G, ces modèles utilisent plusieurs paramétrisations. Il est souvent estimé comme une fraction constante de R_n : e.g. $0.05 * R_n$ pour des couverts végétaux complètement développé, et $0.5 * R_n$ pour un sol nu (Kustas et Norman, 1996) ou comme une fraction variable en fonction de différents paramètres comme la fraction du couvert (Bastiaanssen et al., 1998b; Kustas et al., 1993; Martin et al., 1999; Su, 2002):

$$\frac{G}{R_n} = f(NDVI, T_s, R_g, \dots) \quad (\text{Équation 25})$$

Ainsi, dans ces approches, les différences se situent surtout dans le calcul des deux autres termes du bilan d'énergie (H et LE) initialement donnés par, respectivement, l'équation 4 et l'équation 8.

a) **Approches mono-source et multi-sources**

Les modèles d'estimation de l'évapotranspiration à source unique combinent les composantes sol-végétation en une seule source. Cependant, dans les conditions de paysages réels, d'autant plus en régions semi-arides, la surface est hétérogène et contient un mélange de sol et de végétation ayant des températures et résistances pouvant être très contrastées. Par conséquent, les modèles à source unique ne peuvent explicitement reproduire l'évapotranspiration de surface avec précision parce que l'effet du sol et de la canopée n'est pas correctement représenté. Pour surmonter la limitation des modèles à source unique, Shuttleworth et Wallace (1985, 1988) ont proposé un modèle d'évapotranspiration à deux sources dans lequel la partition d'énergie est supposée se produire à la fois dans la canopée et en provenance du sol ombrée sous la canopée. La vapeur d'eau et la chaleur se rencontrent à une hauteur de référence au sein de la canopée. Parmi les approches à deux sources, on distingue, de plus deux configurations typiques (Boulet et al., 1999) : l'approche « layer » ou en couche superposée qui représente la canopée supérieure comme une couche semi-transparente au rayonnement incident et l'approche « patch » ou mosaïque qui représente le sol et la canopée comme deux sources côte à côte ; les flux émanants de chacune des 2 sources n'ont aucune interaction. Cette dernière approche peut-être plus adaptée quand la végétation est agglomérée et entourée de grandes plages de sols nus (Blyth et Harding, 1995; Norman et al., 1995; Kustas et Norman, 1997).

➤ **Modèles mono-source**

Dans ces approches, les différents termes de l'équation 1, sont donnés sans distinction entre le sol et la végétation puisque le modèle résout un bilan.

Dans l'équation 4, pour le calcul du flux H, T_o correspond à la température obtenue par extrapolation du profil logarithmique jusqu'au niveau de source z ($= d + z_{0h}$) avec z_{0h} la longueur de rugosité¹⁵ pour le transfert de chaleur, et d la hauteur de déplacement du plan zéro. Étant donné que cette température ne peut pas être mesurée par télédétection, elle est donc remplacée par la température radiométrique de surface (T_{rad}) (Figure 24). Cependant, la différence entre ces deux températures peut être d'environ 1-2 °K pour des couverts denses et encore plus importantes pour des couverts épars (Troufleau et al., 1997).

¹⁵ La longueur de rugosité est une mesure de la rugosité aérodynamique de la surface. Elle correspond à l'altitude où le profil logarithmique de température prend sa valeur de surface.

La différence entre T_o et T_{rad} est corrigé en ajoutant une résistance additionnelle r_{ex} (Figure 24) dans le calcul de H (e.g. Stewart et al., 1994), de sorte que:

$$H = \rho C_p \frac{T_{rad}(\theta) - T_a}{r_a + r_{ex}} \quad (\text{Équation 26})$$

où θ correspondant l'angle zénithal de prise de vue et r_{ex} est une résistance additionnelle. Cette résistance est introduite afin de prendre en compte le contrôle des échanges thermiques par le processus de diffusion moléculaire tandis que la résistance atmosphérique ne tient compte que des transferts d'énergie cinétique (Chehbouni et al., 1997). Cette résistance r_{ex} est souvent exprimée avec le concept de kB^{-1} par la relation :

$$r_{ex} = \frac{kB^{-1}}{K u^*} \quad (\text{Équation 27})$$

avec $kB^{-1} = \ln(z_{om}/z_{oh})$ (e.g. Lhomme et al., 2000). Ce paramètre est usuellement déterminé de manière empirique ou semi-empirique en fonction des conditions atmosphériques, du LAI et de la hauteur du couvert végétal (Boulet et al., 2012). Plusieurs formulations ont été proposées dans la littérature (Blümel, 1998; Lhomme et al., 2000; Massman, 1999; Su et al., 2001). Malgré la difficulté d'obtenir cette grandeur, des auteurs indiquent que le calcul de H est plus sensible aux erreurs des données météorologiques et de terrain (T_a , hauteur de la végétation, etc.), en particulier dans des terrains avec un relief hétérogène et de fortes pentes (McVicar et al., 2007).

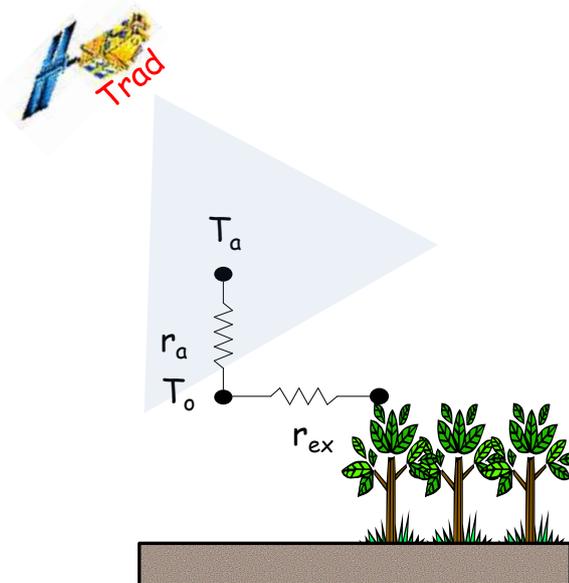


Figure 24: Illustration de la représentation de la température radiométrique, la température aérodynamique, la température de l'air et du réseau de résistance dans les modèles mono-source.

➤ **Modèles double-sources**

Une des limitations majeures des méthodes mono-source est l'absence de distinction entre les composantes de transpiration des plantes et d'évaporation du sol. Si dans le cas de surfaces homogènes (couvert végétal total ou sol nu) de telles méthodes peuvent présenter des résultats satisfaisants, la reproduction des flux d'énergie dans le cas de couverts végétaux épars est plus difficile du fait de la non représentativité des résistances calculées (Kalma & Jupp, 1990; Raupach & Finnigan, 1988). En effet, le sol nu et la végétation ont des environnements aérodynamiques différents, mais surtout l'évaporation et la transpiration ont des facteurs limitant différents (disponibilité en eau dans les couches superficielles du sol, ouverture des stomates et disponibilité en eau dans la zone racinaire, respectivement) induisant en règle général un décalage entre la réduction de l'évaporation du sol (qui du fait de l'assèchement rapide de la surface survient assez tôt après la pluie) et le stress hydrique (qui, compte tenu du fait que les racines accèdent à tout l'eau stockée dans la zone racinaire survient plus tardivement). Les méthodes double-source ont été développées pour prendre en compte ces phénomènes.

Dans les approches double-source, les différentes sources sont couplées à des degrés divers en fonction de la portion de sol nu et de végétation. De même, le rayonnement net est réparti entre végétation et sol nu en fonction du taux de couverture végétale.

Le bilan d'énergie aux deux interfaces s'écrit alors :

Interface sol/atmosphère :

$$R_{n,s} = H_s + LE_s + G \quad (\text{Équation 28})$$

Interface végétation/atmosphère :

$$R_{n,v} = H_v + LE_v \quad (\text{Équation 29})$$

Les indices s et v se rapportant respectivement au sol et à la végétation.

Les flux convectifs sont ainsi exprimés en fonction des températures et résistances spécifiques au sol et à la végétation (Figure 25). Suivant la configuration du réseau de résistance ainsi constitué, on peut avoir :

- la version « patch » préalablement évoquée, dans laquelle la végétation et le sol sont côte à côte et n'ont pas d'interactions aux niveaux des flux convectifs (Figure 25-b),

$$H_s = \rho_{cp} \frac{T_s - T_a}{r_a + r_s} \quad (\text{Équation 30})$$

$$H_v = \rho_{cp} \frac{T_v - T_a}{r_a} \quad (\text{Équation 31})$$

où r_s représente la résistance du sol à l'évaporation entre la surface du sol et la hauteur du couvert. Les températures T_s et T_v , ne pouvant pas être directement mesurées par télédétection, une relation quadratique les reliant à la température radiométrique de surface (T_{rad}) obtenue par télédétection a été proposé par Norman et al. (1995) pour le modèle TSEB :

$$T_{rad}(\theta) = [F_c(\theta)T_v^n + (1 - F_c(\theta))T_s^n]^{1/n} \quad (\text{Équation 32})$$

où $F_c(\theta)$ représente la fraction de végétation dans le champ de vue du radiomètre. La puissance n permet d'obtenir une approximation de l'intégrale de la loi de Planck pour une bande spectrale donnée. Sa valeur peut être fixée à 4 pour la bande spectrale 8–14 μ m (Becker and Li, 1990), en se basant sur l'équation de Stefan-Boltzman (intégrale de l'équation de Planck sur l'ensemble du spectre) et en considérant que pour un corps à une température voisine de 300 °K l'essentiel du rayonnement est compris dans cette bande spectrale.

Si la température radiative est mesurée pour deux angles de visée différents, alors les températures du sol et de la végétation peuvent être calculées. Or, dans le cas d'une mesure par satellite, c'est très rarement le cas. Ainsi, dans ces approches, un traitement itératif est effectué. Ils supposent donc que le couvert végétal transpire à taux potentiel afin d'avoir une première estimation de T_v en résolvant le bilan d'énergie de la canopée. Les composantes des bilans d'énergie aux deux sources sont ensuite déduites de manière itérative. Plus de détails sur ce traitement itératif sera présenté à la section (Principe de résolution du modèle TSEB).

Plusieurs modèles ont été développés sur la base de cette approche, parmi lesquelles on peut citer, entre autre, le Two Source Energy Balance Model « TSEB » (Norman et al., 1995), le Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration « METRIC » (Allen et al., 2007), le A Two-source Trapezoid Model for Evapotranspiration « TTME » (Long et al., 2012). Mais ce dernier estime les températures du sol et de la végétation à partir des isolignes d'humidité du sol mises en évidence par Carlson et al. (1995a) à l'aide d'un modèle SVAT (développés plus bas) et ajoute d'autres hypothèses, par exemple l'approximation des températures potentielles par la température de l'air, qui imposent des conditions

météorologiques homogènes au-dessus de la zone étudiée, restreignant ainsi les capacités de la méthode à produire des produits d'évapotranspiration à grande échelle (Chirouze, 2009).

➤ **Modèles multi-sources**

Les transferts au-dessus et à l'intérieur d'un couvert végétal sont complexes. Au dessus du couvert, les profils de vent, de température et d'humidité possèdent une décroissance logarithmique (corrigée des effets de stabilité) assez bien documentée (e.g. Brutsaert, 1982 ; Boulet, 1999). En revanche, les transferts à l'intérieur du couvert végétal sont assez mal connus. Certains auteurs ont proposé une décroissance exponentielle des variables climatiques citées précédemment (cités par exemple dans Brutsaert, 1982). Des études récentes sur les variations rapides de température dans le couvert tendent à montrer l'existence de contre-gradients, qui ne peuvent pas être représentés par une décroissance exponentielle (e.g. Paw U et al., 1992 ; Chen et al., 1997b). Ces travaux tendent à montrer qu'une bonne partie de la chaleur (ou tout autre scalaire) est transportée par de grosses structures turbulentes (e.g. Chen et al., 1997a).

Ces observations sont à la base de modèles incluant plusieurs niveaux de végétation (e.g. Raupach, 1989) ainsi que des modèles dits « de renouvellement » capables de représenter ces grosses structures turbulentes (e.g. Paw U et al., 1995 ; Chen et al., 1997a). Cependant, l'implémentation de tels modèles est délicate et leur utilisation dans des modèles atmosphériques ou hydrologiques difficile en pratique (Raupach et Finnigan, 1988).

➤ **Modèles contextuels**

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

(élevée). Les principaux modèles basés sur ce principe sont : Le modèle SEBI (Surface Energy Balance Index), développé par Meneiti et Choudhury (1993), et ses dérivés tels que S-SEBI (Roerink et al., 2000), SSEB (Senay et al., 2007), SEBAL (Bastiaanssen et al. 1998a,b).

3) Approches déterministes ou modèles de Transfert Sol-Végétation-Atmosphère (TSVA)

L'estimation de l'évapotranspiration peut se baser sur des modèles plus détaillés, dans lesquels l'ensemble des mécanismes de transfert au niveau du sol et/ou des couverts végétaux (transferts radiatifs, transferts turbulents, transferts hydriques) sont paramétrés indépendamment des mesures de télédétection. Ces modèles sont souvent qualifiés de modèles de Transfert Sol-Végétation-Atmosphère (modèles TSVA ; SVAT models en anglais). Leur résolution temporelle est inférieure à l'heure, en accord avec la dynamique des processus atmosphériques et de surface (Deardorff, 1978; Dickinson et al., 1986; Sellers et al., 1996). Cette résolution temporelle fine revêt également de l'importance lorsque les modèles sont utilisés en combinaison avec les données de télédétection, car celles-ci sont acquises instantanément. Nous faisons référence ici à des modèles aussi divers que le Modèle Agrométéorologique d'Evaporation et de Température « MAGRET » (Lagouarde, 1991 ; Courault et al., 1996), dérivé du modèle EARTH (Choisnel, 1977), le modèle Interaction Soil-Biosphere-Atmosphere « ISBA » (Noilhan & Planton, 1989 ; Noilhan & Mahfouf, 1996), le modèle Simple Soil-Plant-Atmosphere Transfer « SiSPAT » (Braud et al., 1995 ; Demarty et al., 2002 ; Ji et al., 2009), le modèle Interactive CANopy Radiation Exchange « ICARE » (Gentine et al., 2007) et l'approche à double coefficient cultural de la FAO-56 (Allen et al., 1998).

Tous ces modèles TSVA donnent accès à un fonctionnement détaillé des couverts végétaux et des sols, et pas seulement à un nombre limité de variables finales telles que l'évapotranspiration, comme c'est le cas dans les approches empiriques et résiduelles présentées plus haut. En particulier, ils simulent des variables intermédiaires en lien avec les processus physiologiques ou les processus hydrologiques (Braud et al., 1995; Tuzet et al., 2003). Ils peuvent être utilisés pour simuler l'humidité des sols, et ainsi servir d'interface avec des modèles hydrologiques ou météorologiques. Ils ne dépendent pas uniquement des données de télédétection pour leur mise en œuvre. Cependant, ils peuvent être employés en

combinaison avec ces mesures en utilisant des méthodes d'assimilation permettant ainsi leur amélioration (Oliosio et al., 1999a ; 1999b ; 2006 ; Calvet et al., 2001; Demarty et al., 2004).

Dans les modèles TSVA, le flux de chaleur latente n'est pas calculé comme résidu de l'équation du bilan d'énergie (Équation 1), mais paramétré à partir de la pression de vapeur de l'air et d'un coefficient d'échange de la vapeur d'eau. Beaucoup de modèles TSVA intègrent une description détaillée des transferts hydriques et de chaleur dans le sol, ce qui nécessite de connaître toute une série de paramètres physiques, comme les courbes de rétention, les conductivités hydriques et thermiques (ex. SiSPAT, Braud et al., 1995), ou comme la capacité au champ et le point de flétrissement (ex. ISBA, Noilhan et Planton, 1989).

Il existe donc une grande diversité de modèles TSVA qui se caractérisent par des descriptions plus ou moins détaillées des différents compartiments représentés : sol, végétation, atmosphère. Un des principaux problèmes rencontrés dans l'utilisation des modèles TSVA pour l'estimation de l'évapotranspiration est lié à la connaissance de l'ensemble des données nécessaires en entrée du modèle. Ceci est d'autant plus problématique lorsque le modèle est appliqué sur des zones ayant une certaine étendue spatiale pour lesquelles il importe d'avoir accès à la variabilité spatiale des entrées du modèle. La combinaison à des données de télédétection, en particulier par des méthodes d'assimilation peut être un moyen pour aborder ce problème. Une revue détaillée de ces modèles est présentée dans Chirouze (2009), Torres (2010) et Montes (2014).

VII. Conclusions

Une meilleure connaissance des échanges énergétiques entre la surface terrestre et l'atmosphère est nécessaire pour bien comprendre et simuler les interactions entre le climat et la végétation. Dans le présent chapitre, on a présenté un aperçu du formalisme des échanges d'eau et d'énergie entre le sol, la végétation et l'atmosphère, des méthodes de mesures expérimentales de l'évapotranspiration existant ainsi que l'apport de la télédétection optique et thermique. Enfin, nous avons donné un aperçu des modèles susceptibles d'être utilisés pour estimer l'évapotranspiration à l'extension régionale. Cependant, vu les paramétrisations trop empiriques de certains et la complexité d'applications des autres, il faut savoir faire un choix, suivant le contexte et le cadre d'applications (opérationnel, diagnostique ...).

Chapitre III

Sites d'études, données et modèles

Ce chapitre s'organise autour de trois parties :

- la première est dédiée à la description de la région d'étude,
- la deuxième est consacrée à la présentation des différents jeux de données expérimentaux et satellitaires qui ont été collectés et utilisés au cours de ce travail,
- la troisième présente les approches de modélisations mises en place,
- une dernière partie reporte la métrique d'analyse statistique utilisée.

I. Sites d'études

1) Bassin versant du Tensift Al Houz

Le bassin versant du Tensift Al Haouz se trouve dans la région de Marrakech-Safi, au centre Ouest du Maroc (Figure 26). Ce bassin, d'une superficie de 20 450 km² est situé entre les latitudes 30° 50' et 32° 10' Nord et les longitudes 7° 12' et 9° 25' Ouest. Il est limité au Sud par la ligne de crête de la chaîne du Haut Atlas, au Nord par le massif de petites montagnes nommé « Jbilet » avec des altitudes inférieurs à 1000 mètres, à l'Est par la ligne de partage des eaux, peu marquée, séparant le bassin du Tensift de celui de Tessaout, affluent d'Oum Er R'bia et à l'Ouest par l'océan Atlantique où se trouve son exutoire. Avec des altitudes allant de 0 mètre, au niveau de son exutoire, à 4141 mètres au Jbel Toubkal, il est souvent subdivisé en trois zones, en fonction de leurs fonctionnements hydrologiques. Du Nord au Sud, on a : (1) Les chaînons des Jbilet qui forment un massif situé au Nord du Tensift sur une largeur de 20 à 30 Km du Nord au Sud. La végétation naturelle ne représente cependant qu'une faible superficie suite à une exploitation intensive par surpâturage et déboisement pour le bois de feu et à un développement important des surfaces cultivées. L'activité agricole prédominante dans les Jbilet est la culture pluviale de céréales (blé et orge), appelée Bour; (2) La plaine du Haouz, qui est notre principale zone d'étude, est décrit en détail plus bas; (3) Le Haut Atlas, chaîne de montagnes qui ferme la plaine du Haouz au Sud. C'est le « château d'eau » de la région. C'est la principale source d'eau pour l'irrigation des cultures. L'eau de la montagne est acheminée vers la plaine soit directement par les systèmes hydrauliques (barrages et canaux) soit indirectement en contribuant à la recharge des nappes aquifères (Chaponniere et al., 2005 ; Boudhar et al., 2007).

Les cultures céréalières et fourragères (blé, orge, luzerne,...), les oliviers et les agrumes sont les cultures dominantes du bassin (environ 80 % des terres arables). La production céréalière, qui occupe environ 15 000 Km², présente un rendement de l'ordre de

15 Kilotonne (Qt)/ha, une production relativement faible et variable d'une année à l'autre (Er-Raki, 2007b) avec de fortes disparités entre les domaines pluviaux et les domaines irrigués où la production peut atteindre 75 Qt/ha. Les autres types de cultures sont des cultures maraîchères, des fruitiers à feuilles caduques (pommiers, pêchers, abricotiers) et la vigne. Dans les montagnes du Haut Atlas, l'activité agricole est peu importante excepté dans les fonds de vallée où les cultures arbustives pérennes sont majoritaires avec une abondance d'oliviers, d'amandiers et de noyers. Sur les versants, les reliquats de végétation naturelle sont constitués essentiellement de forêts qui se répartissent entre 2000 et 3000 m selon l'exposition des versants. La forêt occupe une superficie de 6 673 Km², dont 5 198 Km² de chêne vert et 1475 Km² d'arganier.

Le climat du bassin versant est de type continental semi-aride sur sa majeure partie, avec des spécificités sur la frange côtière (influencée par le courant froid des Canaries) et sur la chaîne montagneuse du Haut-Atlas au Sud, où la majorité des précipitations est concentrée.

Les précipitations sont globalement faibles avec une forte variabilité spatio-temporelle. La pluviométrie moyenne annuelle est de l'ordre de 250 mm à Marrakech et peut dépasser 600 mm dans l'Atlas. Le bassin versant du Tensift présente des caractéristiques hydro-climatiques typiques des bassins versants du Sud de la méditerranée (Chehbouni et al., 2008).

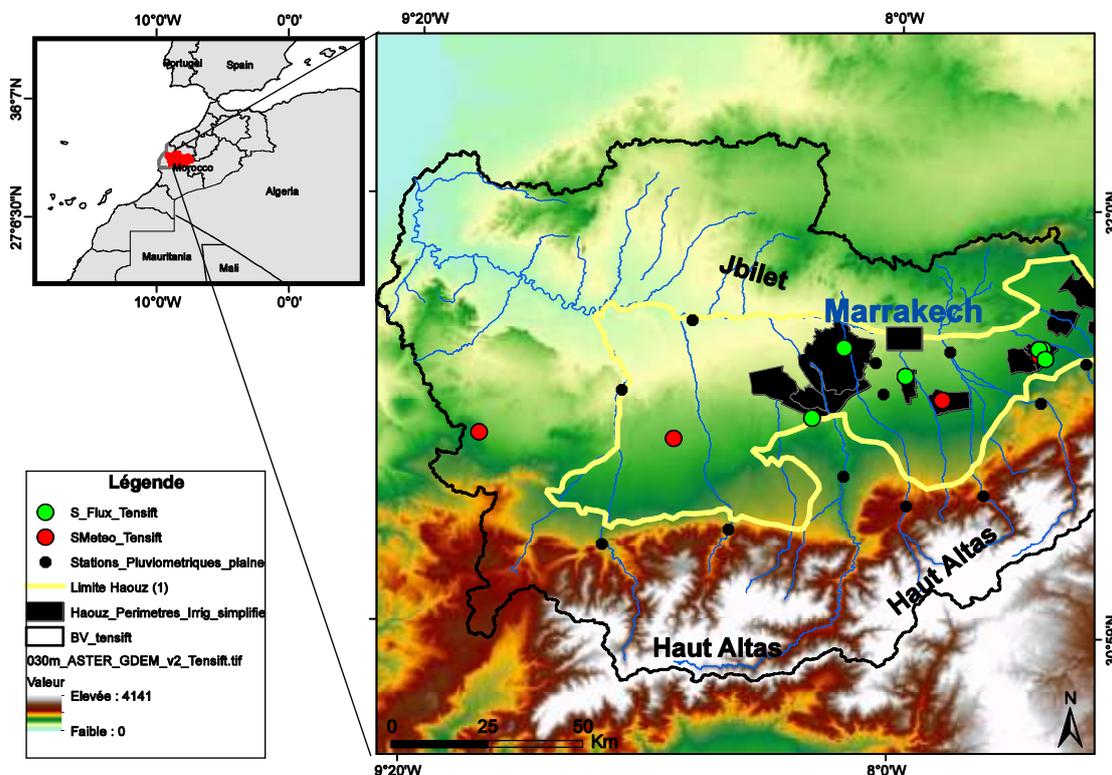


Figure 26: Situation géographique du bassin versant du Tensift, de son réseau hydrographique ainsi que la limite de la plaine du Haouz.

2) La plaine du Haouz

La plaine du Haouz est une vaste plaine de 6 000 Km² de superficie qui s'étire sur une longueur d'environ 150 Km d'Est en Ouest dont environ 3100 km² de superficie irriguée. Délimitée en ligne jaune sur la figure 26, la plaine est traversée du Sud vers le Nord par plusieurs oueds qui sont les principaux affluents de deux grands émissaires, l'oued Tensift et l'oued Oum Er Rbia.

Le relief de la plaine du Haouz est très peu marqué avec des pentes ne dépassant pas 5%. L'altitude est de 900 m au niveau des contreforts du Haut Atlas et diminue progressivement vers le Nord, pour atteindre environ 300 m au niveau de l'oued Tensift.

La plaine peut être subdivisée en deux grands types de paysages: (1) le domaine irrigué : il se situe dans la partie orientale et centrale du Haouz, de la limite Est du bassin et se prolonge au Sud jusqu'au piémont du Haut Atlas. Outre les cultures annuelles (céréales, maraîchages...), on rencontre de nombreuses cultures pérennes telles que l'olivier, les agrumes et l'abricotier ; (2) le domaine non irrigué : il se localise principalement dans le Haouz occidental. Les cultures principales dans cette zone pluviale sont le blé et l'orge.

La structure foncière de la plaine est marquée par des petites exploitations (<5ha) qui représente 90% des exploitations et plus de 80% des surface dans certains secteurs irrigués.

La production agricole est peu diversifiée, axées sur les céréales (41% des superficies), l'olivier (39% des superficies) et du maraîchage pour l'élevage bovin. Le plan agricole régionale (PAR) prévoit une réduction importante de la surface de production céréalière qui devrait passer en dessous de 40 000 ha en zone irriguée, selon ses objectifs révisés en 2011, tout en améliorant la productivité. Cette réduction a deux objectifs : rendre disponibles des surfaces et des volumes d'eau pour des productions de plus forte valeur ajoutée et en particulier les plantations.

Le climat semi-aride continental de la plaine du Tensift se caractérise par : une pluviométrie qui connaît une forte variabilité intra- et inter-annuelle (250 mm/an en moyenne), une température élevée en été (Juin-Juillet-Aout, avec 37.7°C en moyenne des maxima) et basse en hiver (Novembre-Décembre-Janvier, avec 4.9°C comme moyenne des minima), une demande climatique élevée (l'évapotranspiration de référence $ET_0 = 1600$ mm/an) (Duchemin et al., 2006 ; Er-Raki et al., 2007). Près de 50% de l'évaporation potentielle totale est enregistrée durant les quatre mois de Juin à Septembre (Boudhar, 2009).

Ces caractéristiques climatiques limitent les possibilités d'amélioration et de diversification de la production agricole et montrent l'importance d'une gestion rationnelle des eaux de la région.

➤ Les secteurs irrigués de la plaine du Haouz

On distingue trois principaux secteurs irrigués (Figure 27): (1) le secteur du «NFIS» (N1-3, N1-1) situé à l'Ouest de la ville de Marrakech et alimenté par les barrages Lalla Takerkoust et Moulay Hassan 1^{er} via le canal de Rocate ; (2) Les secteurs centraux du Haouz, alimentés par le Barrage de Moulay Hassan 1^{er} via le canal de Rocate, les aménagements de ces secteurs datent des années 90; (3) Le secteur de la « Tessaout Amont » (R1, Tamlalet, Bouda) fût le premier à bénéficier d'aménagements modernes «grande hydraulique », en 1970. Il est irrigué à partir de l'eau de l'oued Tessaout et du barrage Moulay Youssef.

Les principaux périmètres irrigués sont reportés sur la figure 27. Parmi ces secteurs irrigués, on trouve le périmètre irrigué R3, qui est la zone principale de validation des travaux de cette thèse et sera décrite en détail ci-dessous.

Dans ces secteurs irrigués, le parcellaire agricole est très hétérogène. Cette hétérogénéité concerne la superficie des parcelles cultivées, ainsi que leur agencement spatial. On peut trouver des parcelles agricoles de faible superficie de l'ordre de 100 m² et d'autres ayant des superficies pouvant parfois atteindre 10 ha. La majorité des propriétaires de ces parcelles irriguent de manière traditionnelle (gravitaire) et dépendent de la dotation qui leur est accordée sur les bornes collectives. Cette méthode d'irrigation engendre une dégradation du nivellement et un gaspillage d'eau. Des mesures d'efficience ont montré que ce système conduit à des pertes d'eau d'environ 50% au niveau de la parcelle (Er-raki et al. 2007 ; Khabba et al., 2013b ; Nassah et al., 2017).

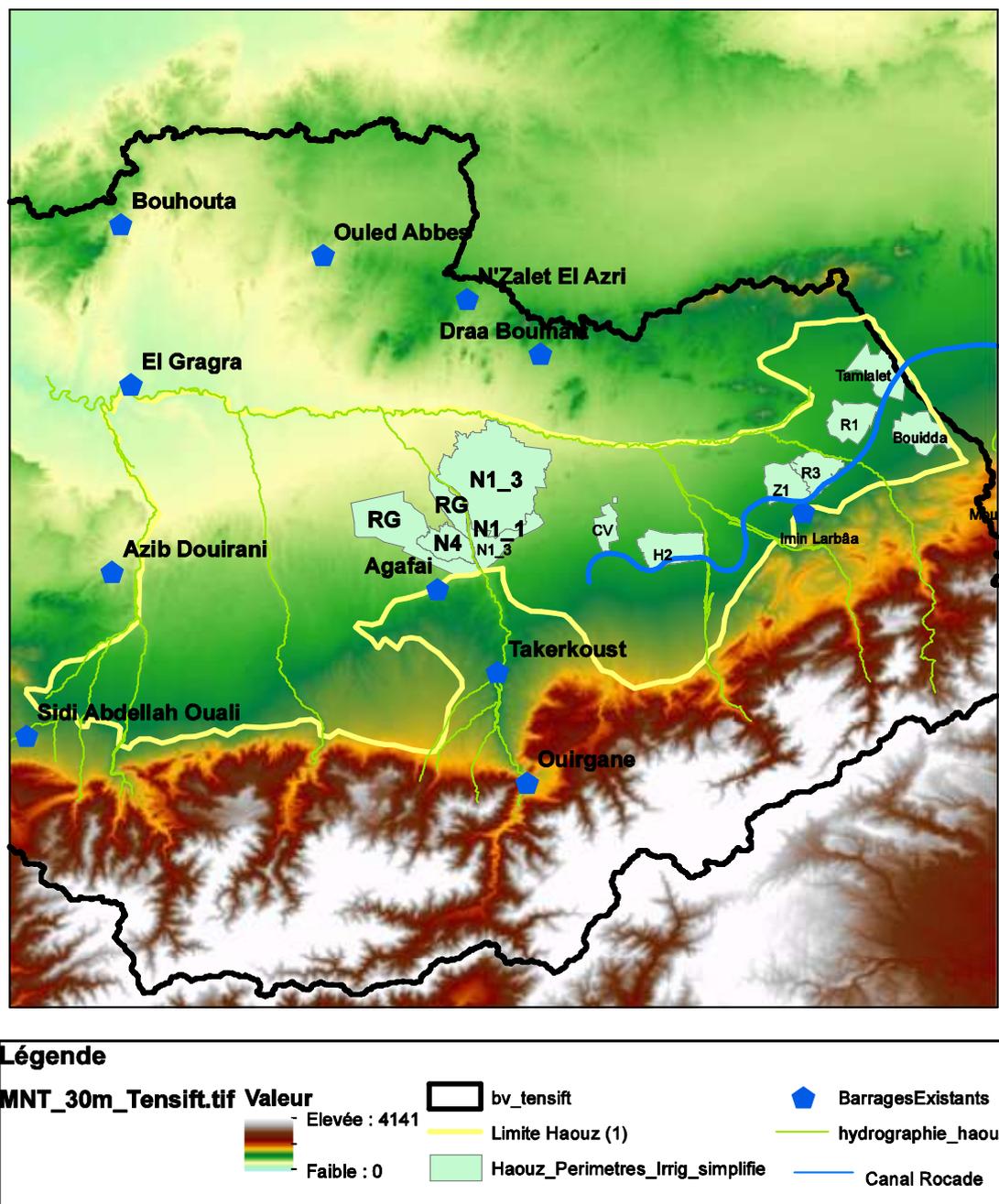


Figure 27: Situation géographique de la plaine du Haouz et du réseau hydrographique, ainsi que les différents périmètres irrigués.

3) Périmètre irrigué R3 et système d'irrigation

Le périmètre irrigué R3 (Figure 28) se situe dans la région de Sidi Rahal à environ 40 km à l'Est de la ville de Marrakech. Avec une superficie de 3800 ha, il est divisé en parcelles (plusieurs parcelles forment des blocs), environ 745, de tailles différentes. La majorité est utilisée pour la production de céréales (46% des surfaces enquêtés en 2012 (Dierra et al., 2013)), suivi par l'arboriculture et le maraîchage. Une partie non négligeable, un quart à un

tiers selon les années, est laissée en jachère ou non cultivée. Les céréales sont semées entre Novembre et Janvier, atteignent leur maximum de développement fin Mars, et sont récoltées au début de l'été.

Les caractéristiques de ce site (relief absent, parcellaire régulier et de grande taille) en font une zone d'étude privilégiée pour évaluer l'apport des données satellites dans l'extraction d'informations dans le but de renseigner et de valider la modélisation afin, *in fine*, de fournir un bilan spatialisé des consommations en eau et permettre ainsi l'élaboration d'outils de gestion de l'eau d'irrigation.

Au début de chaque saison agricole, la dotation en eau accordée pour l'irrigation est négociée par l'Office Régional de Mise en Valeur Agricole du Haouz (ORMVAH) avec l'Agence du Bassin Hydraulique du Tensift (ABHT) qui est responsable de la gestion et de l'allocation de toutes les ressources en eau du Bassin. Cette répartition se fait en fonction de la disponibilité de l'eau dans les réservoirs et les barrages ainsi que selon les schémas de cultures adoptés.

Au niveau du secteur, l'ORMVAH avec ses Centres de Mise en Valeur (CMV) et les associations des agriculteurs (Associations des Utilisateurs de l'Eau Agricole (AUEA)) gèrent conjointement l'eau d'irrigation et l'utilisation du sol dans le secteur. L'eau est acheminée depuis le barrage "Hassan 1" jusqu'à la zone R3 par le canal "ROCADE" (Figure 27), via deux prises primaires: P1 pour la rive droite et P2 pour la rive gauche. Ensuite, un réseau de canaux aériens secondaires et tertiaires acheminent l'eau jusqu'aux parcelles. Les canaux tertiaires alimentent un nombre variable de blocs, allant de 1 à 10 ha (Figure 28). A chaque tour, les agriculteurs reçoivent un volume en fonction de la superficie des exploitations, même si certaines zones sont inexploitées. Un agriculteur peut décider de laisser la part qui lui est attribuée à son voisin. L'irrigation des cultures céréalières se fait principalement par la technique gravitaire. L'irrigation par goutte-à-goutte, initialement utilisée sur quelques parcelles, notamment la parcelle de betterave sucrière lors de L'expérience 2011-2012, s'installe peu-à-peu sur les différentes cultures. Cette organisation engendre une grande hétérogénéité spatiale et temporelle des volumes d'eau d'irrigation à l'échelle de la parcelle. Ainsi, il est nécessaire d'évaluer la distribution de l'eau d'irrigation et sa consommation dans ce secteur agricole, afin d'améliorer sa gestion.

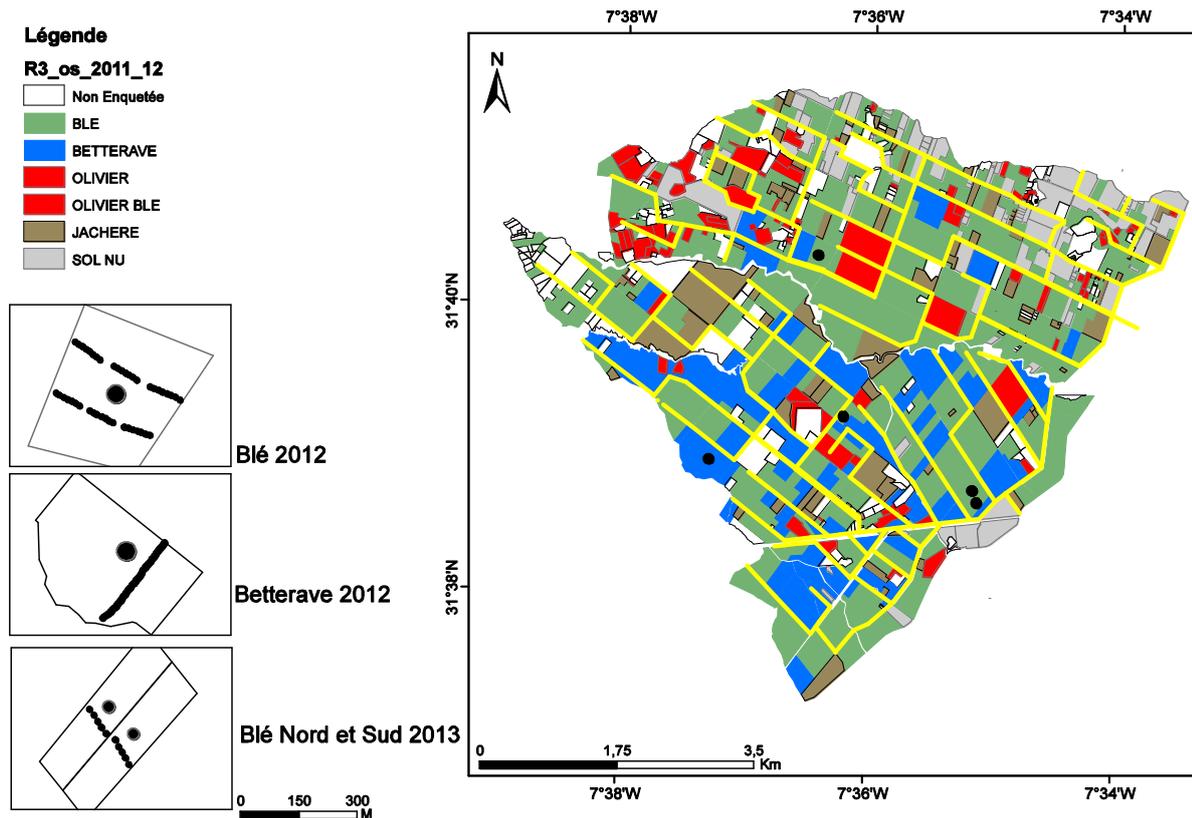


Figure 28: Parcelles et réseau d'irrigation sur le périmètre irrigué de R3. L'occupation du sol de la saison agricole 2011-2012 est présentée en fond. Les canaux d'irrigation sont en jaune. Dans les encadrés gauches se trouvent les délimitations des parcelles instrumentées avec les transects de mesure et les positions des stations.

II. Les données expérimentales et satellitaires

Nous allons maintenant présenter les différentes données *in situ* et satellitaires multi-capteur utilisées dans notre travail.

Il faut rappeler que le périmètre irrigué R3 a été intensivement étudié, avec plusieurs expériences, mise en place dans le cadre du projet SudMed (Chehbouni et al., 2008), au cours des saisons agricoles 2002-2003, 2003-2004 et 2005-2006 (Duchemin et al. 2006; Duchemin et al. 2007; Er-Raki et al. 2007; Hadria et al. 2006), 2008-2009, et ensuite dans le cadre du LMI TREMA, au cours des saisons 2008-2009, 2010-2012, 2012-2013, 2015-2016 (Khabba et al., 2013b ; Jarlan et al., 2015).

Au cours de cette thèse, deux expériences ont été menées sur le périmètre, durant les deux saisons agricoles, 2011-2012 et 2012-2013. Ces deux expériences ont été réalisées dans le cadre des travaux du LMI TREMA. Elles avaient pour objectif d'évaluer la capacité de la télédétection infrarouge thermique à détecter le stress hydrique sur des paysages agricoles

hétérogènes (2011-2012) et d'évaluer en conditions réelles les outils d'aide au pilotage de l'irrigation (2012-2013).

1) L'expérience 2011-2012

a) Protocole expérimental

L'expérience de la saison agricole 2011-2012 associe une campagne de mesures *in situ* intensive à l'acquisition simultanée de séries d'images satellitaires à haute résolution spatiale dans deux domaines de longueur d'onde : visible (capteur SPOT5) et infrarouge thermique (capteur ASTER).

Le protocole expérimental a été organisé en 3 échelles spatiales :

1. À l'échelle stationnelle : ont été mesurés de manière automatique les flux évapotranspiratifs par eddy covariance. Le système de mesure est composé d'un hygromètre krypton de type KH20, d'un anémomètre sonic 3D, type CSAT, tous deux installés sur un mât et positionner à 3 mètre au-dessus de la surface (Figure 29-c). L'instrument Krypton KH20 initialement installé sur la station de blé 2011- 2012 a présenté de nombreux dysfonctionnements au cours des trois premiers mois de l'expérience et à nécessité l'ajout d'un analyseur de gaz, type Licor 7200 début mars. Le traitement des données du KH20 et du Licor ont été effectué à l'aide de la bibliothèque ECPACK (Van Dijk et al., 2004), développé aux Pays Bas par le "Joint Eddy covariance Project" qui regroupe le Royal Netherlands Meteorological Institute, les universités de Wageningen et de Utrecht ; les composants du bilan radiatif de surface ont été mesuré par le radiomètre CNR1 (Kipp & Zonen) (Figure 29-d), ce qui permet aussi d'obtenir l'albédo ainsi que la température de surface; la mesure et l'humidité de la température de l'air par une Vaisala HM45 (Figure 29-e); la température radiative de surface est donnée par un thermo-radiomètre à infrarouge thermique (Figure 29-f); le profil de température dans le sol est donné par des plaquettes de flux Hukseflux (HFPO1SC) ; le profil d'humidité dans le sol par des sondes réflectométriques (Time Domain Reflectometry « TDR ») type (CS 616-020) placées à différents profondeurs (5, 10, 20, 30, 50 et 100 cm) (Figure 29-g). Cet ensemble d'appareillage a été installé sur une parcelle représentative de chacune des deux cultures majoritaires du périmètre : une parcelle de blé, irrigué par la technique

gravitaire et une parcelle de betterave sucrière, irrigué par goutte-à-goutte, lors de la saison agricole 2011-2012 (Figure 29).

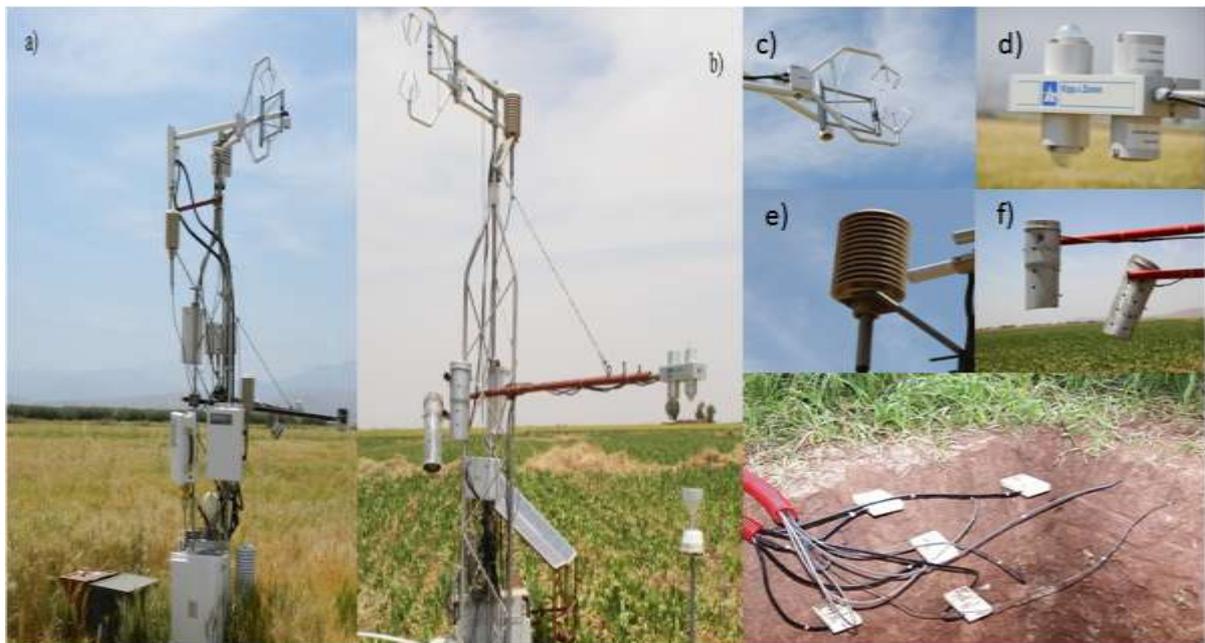
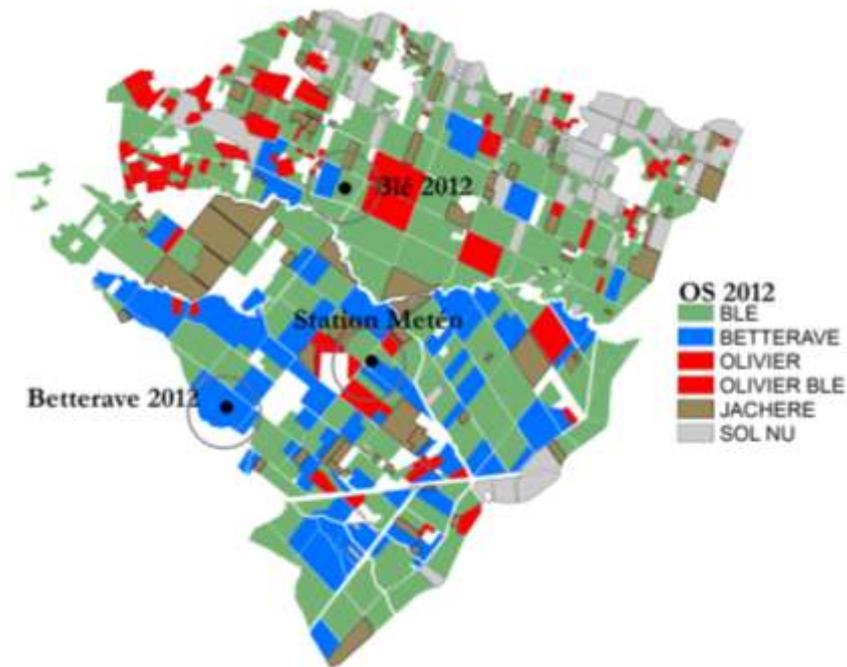


Figure 29: Haut : Occupation du sol et localisation des deux parcelles (blé et betterave) instrumentées durant la saison 2011-2012. Bas : Photos des différents instruments installés. a)- Station d'eddy covariance sur le blé, b)- Station d'eddy covariance sur la betterave, c)- Krypton KH20 et anémomètre sonic 3D, d)- radiomètre CNR1, e)-Vaissala, f)- thermo-radiomètre, g)-Photo de la fosse du sol.

2. À l'échelle de la parcelle : sur les deux parcelles instrumentées, une fois par semaine, ont été effectuées le long de transect (tous les 10 mètres localisée par des piquets en bois (Figure 30-a), une mesure d'humidité superficielle du sol par un

Thétaprobe, type ML2x (Figure 30-c); des mesure de réflectance du couvert par le CROPSCAN MSR87 (Figure 30-c) ; des mesures du LAI et de taux de couverture végétale par la prise de photo hémisphérique (Figure 30-b). Enfin, des mesures de transpiration ont été effectuées sur la parcelle de blé par analyse isotopique, durant trois jours à compter du 22 Février 2012 par Ghislane Aouade.

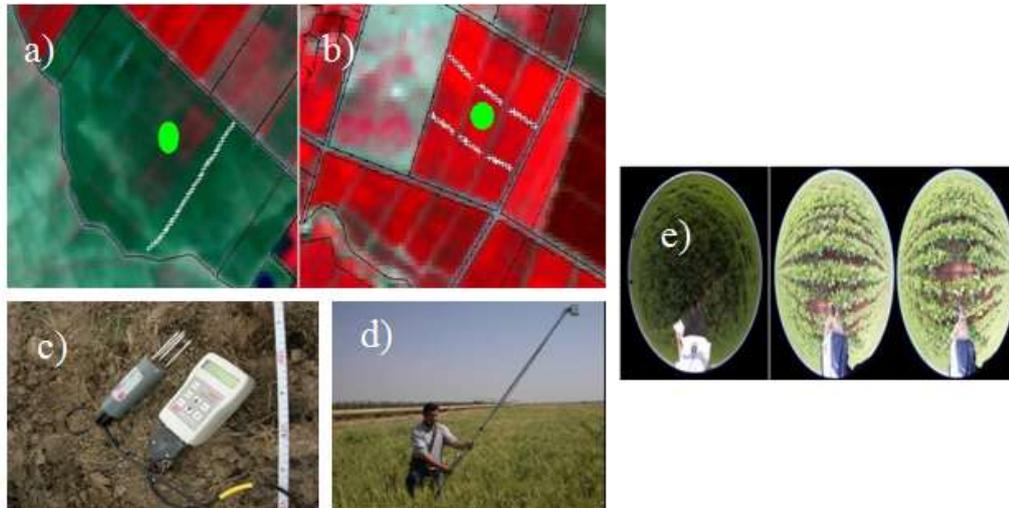


Figure 30: Illustration des transects de mesure sur les parcelles (a-b) ; Photo d'une Thétaprobe (c) ; Photo d'une mesure par le CROPSCAN (d) ; Exemple de photos hémisphériques (e).

3. À l'échelle multi-parcelle: sur un rayon d'environ 1 km autour des deux stations, qui correspond à la résolution typique des capteurs spatiaux à basse résolution (Figure 31), ont été mesurées sur plusieurs parcelles : l'humidité superficielle du sol avec un Thétaprobe ML2x et une prise de photos hémisphériques, une fois par semaine. De même, des échantillons de sol ont été prises afin de mesurer sa densité apparente pour ainsi convertir les mesures d'humidité pondérale (g/g) en humidité volumique (m^3/m^3). Enfin, sur ces mêmes parcelles, les dates et quantités d'eau apportées par irrigation ont été reportées.

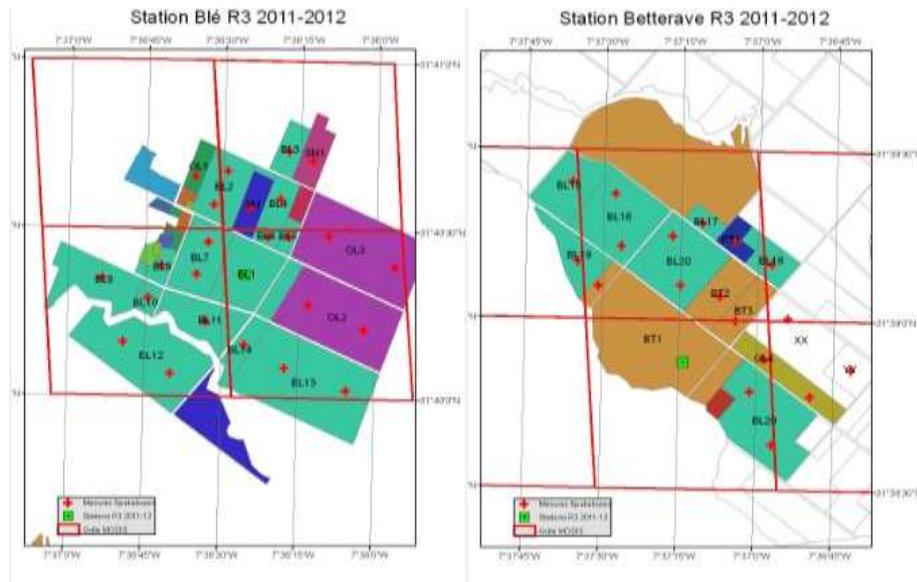


Figure 31: Illustration des points de prise de mesure d’humidité superficielle et de photos hémisphériques, dans un rayon de 1Km autour des deux stations instrumentées. La grille, en rouge, correspond à la résolution d’une grille MODIS. Les annotations sont ainsi : BL (Blé) ; BT (Betterave) ; SN (Sol Nu) ; OL (Olivier) ; PT (Pomme de Terre).

Par ailleurs, une station de mesure des variables météorologiques classiques (Température et humidité de l’air, vitesse du vent et précipitation) était installée sur une parcelle de luzerne, à proximité des parcelles instrumentées (Figure 32).



Figure 32: Station météorologique installée dans la zone R3.

b) Occupation du sol

Nous avons établi une carte d'occupation du sol de la campagne agricole 2011-2012, par enquête de terrain durant le mois de Mars (Figure 28). La majorité du secteur a été enquêtée (96% des 3253ha). Pour cela, une cartographie parcellaire du secteur est introduite dans Arcgis© et connectée à un GPS. Après cartographie, les labels ont été homogénéisés, puis une vérification avec l'imagerie satellitaire a permis de corriger la majorité des erreurs de relevé.

La tendance générale sur les années précédentes est confirmée avec une prédominance de la production céréalière (blé) : qui occupe 1444 ha (46%), suivi par la betterave. Enfin, les parcelles restantes sont occupées par des plantations arborées (principalement des oliviers et des orangers) : 367 ha, (11.7%) et des cultures maraichères (la pomme de terre et la fève). Une part non négligeable du secteur R3, puisqu'elle représente presque le quart de la surface totale 724ha (23%), n'est pas cultivée. En fait, elle est considérée comme étant de la jachère.

En parallèle aux différentes mesures *in situ*, nous avons acquis 2 séries d'images à haute résolution (capteurs SPOT5, ASTER). Les acquisitions se sont relativement bien déroulées si ce n'est une période morte de plus d'un mois en Mars à cause de la couverture nuageuse persistante (Figure 33, ci-dessous).

c) L'imagerie satellitaires

➤ Les images SPOT5

Le satellite SPOT5 (Système Probatoire d'Observation de la Terre) constitue la 3^{ème} génération de satellite de télédétection Français civils d'observation de la Terre, développé par le Centre National d'Etudes Spatiales Française (CNES), et qui a été lancé le 3 mai 2002. Les satellites SPOT sont en orbite héliosynchrone à une altitude de 822 km. Au nadir, l'intervalle de retour est de 26 jours minimum (<http://www.cnes.fr/web/CNES-fr/258-spot.php>). Grâce à ces instruments embarqués que sont: l'instrument HRG (Haute Résolution Géométrique) et l'instrument HRS (Haute Résolution Stéréoscopique), SPOT5 fournit 3 types d'images (Astrium An Eads Company), à des résolutions différentes (Tableau 2).

➤ Les images ASTER

Le capteur ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer) est un capteur à haute résolution spatiale et multi spectrale de conception

japonaise, lancé le 18-Décembre-1999 à bord du satellite Terra de la NASA (Atlas IIAS). Il passe l'équateur du Nord au Sud à 10h30 (heure solaire) et repasse au-dessus du même point géographique tous les 16 jours. C'est un système composé de trois instruments différents, chacun opérant dans une bande spectrale différente et possède son propre télescope. Un premier instrument (VNIR) acquiert des données dans les domaines du visible et du proche infrarouge (NIR). Le second instrument (SWIR) opère dans le domaine du proche infrarouge. Le troisième instrument (TIR) enregistre des images au nadir dans l'infrarouge thermique, dans 5 bandes spectrales et à une résolution de 90m (Source : <http://asterweb.jpl.nasa.gov>) (Tableau 2).

ASTER est considéré comme un instrument fournissant des images de bonne qualité radiométrique à une résolution hectométrique. Par contre, il s'agit d'un instrument expérimental qui ne collecte pas des observations en routine, mais selon des programmes de recherche spécifiques.

Sur la saison agricole 2011-2012, nous avons effectué une demande d'acquisition de 6 images claires SPOT5 et 8 images claires ASTER. Les images ASTER, acquises à 11h30 Temps Universel (TU), au dessus de notre site correspondent aux produits officiels déjà traités de réflectance, d'émissivité et de température radiométrique de surface. Cependant, seul le produit de Kinetic Temperature (KT) AST09T, qui donne une estimation de la température de surface est utilisé dans le cadre de notre travail. Les dates d'acquisition des images sont présentées sur la Figure 33.

Tableau 2: Caractéristiques des capteurs SPOT5 et ASTER.

Produits	Capteurs	
	SPOT5	ASTER KT
Résolution temporelle	26 jours	16 jours
Résolution spatiale	20m MS	90m MS
Bandes spectrales	B1 0.50 - 0.59 μm (Vert) 10m B2 0.61 - 0.68 μm (Rouge) 10m B3 0.79 - 0.89 μm (Proche Infrarouge) 10m SWIR 1.58 - 1.75 μm (Moyen Infrarouge) 20m	B10 8.125 - 8.475 μm 90m B11 8.475 - 8.825 μm 90m B12 8.925 - 9.275 μm 90m B13 10.25 - 10.95 μm 90m B14 10.95 - 11.65 μm 90m
Référence	http://spot5.cnes.fr/satellite/satellite.htm	http://asterweb.jpl.nasa.gov/

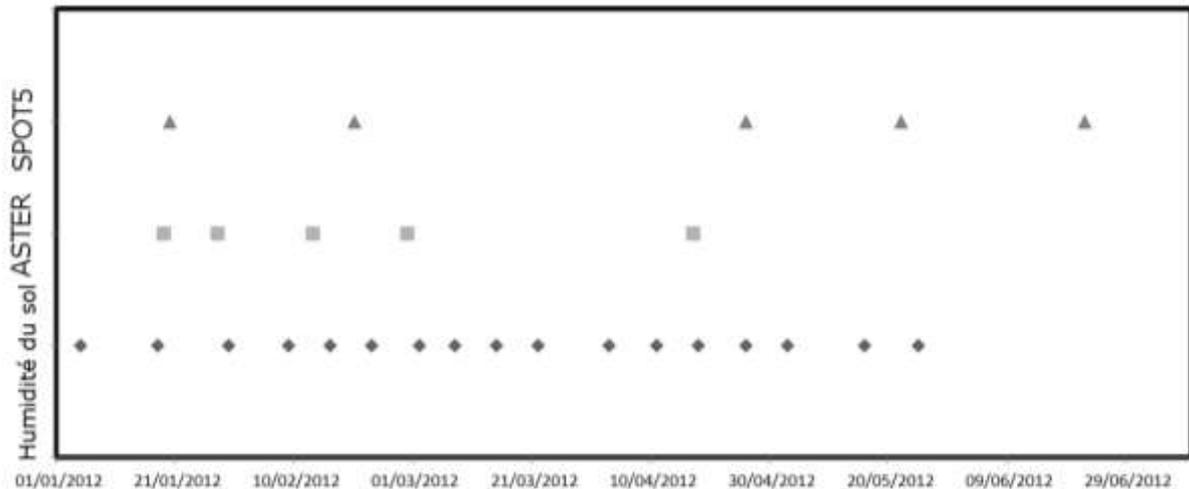


Figure 33: Illustration du calendrier d'acquisition des images satellites et données terrain d'humidité superficielle.

➤ Correction géométrique et atmosphérique

Les images SPOT5 acquises étaient brutes et nécessitaient donc des corrections géométrique et radiométrique.

La correction géométrique ou géoréférencement, consiste à calculer un modèle de déformation qui, appliqué à une image brute, permet de compenser les distorsions (qu'elles soit dues à la terre ou au capteur) afin que la représentation géométrique de l'imagerie soit aussi proche que possible de la réalité locale et permettre ainsi de comparer une série d'images et aussi la superposition des cartes et relevés terrain sur l'image.

• Méthode utilisée :

Toutes les images ont été géoréférencées en Lambert Nord Maroc, Datum Merchich à partir d'une image Formosat II du 26-Février 2008, déjà géoréférencée disponible dans la base de données du laboratoire.

La correction s'est effectuée en 2 étapes, pour chaque image, sous le logiciel ENVI 4.4©: (1) On sélectionne une vingtaine de couple de point (image de base, image brute), nommées point d'amers ou point de contrôle au sol (Control Ground Point «CGP» en anglais), répartis de façon homogène sur l'image avec un taux d'erreur approximatif de moins de 0.5 pixel ; (2) On applique ensuite une déformation polynomiale d'ordre 1 avec un ré échantillonnage de type « plus proche voisin » pour obtenir l'image géoréférencée (Figure 34).

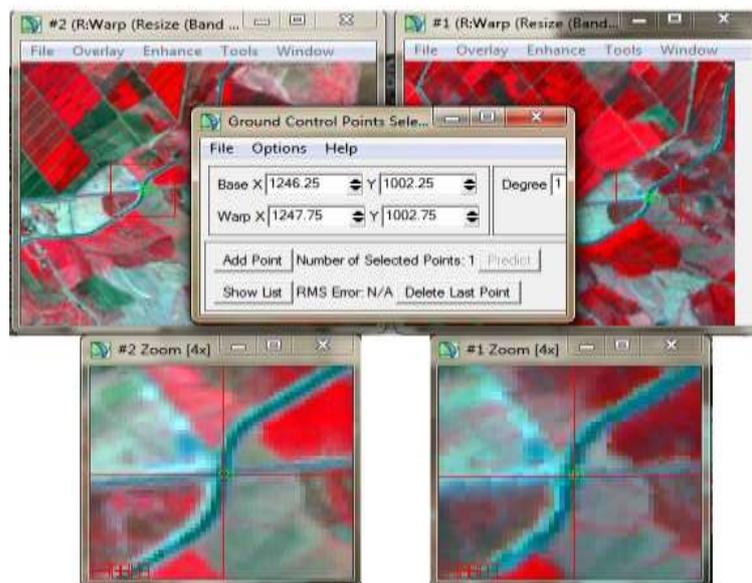


Figure 34: Exemple de prise de points d'amers, image de base à gauche et image brute à droite.

Les principaux phénomènes atmosphériques (l'absorption, l'émission et la diffusion dues à la présence de gaz et d'aérosols) perturbent la qualité du signal observé. Afin de s'affranchir de ces effets, une correction atmosphérique est nécessaire au préalable afin d'extraire la propriété optique spectrale caractérisant la surface et à partir duquel est déterminé le NDVI, nous avons testé deux grandes catégories de méthodes: la correction par modélisation du transfert radiatif et la correction empirique par la méthode des pseudo-invariants ou méthode dite de « Empirical Line Calibration (ELC) » (Smith and Milton, 1999). La première méthode consiste à simuler la réflexion de la radiation solaire sous différentes conditions géométriques et atmosphériques. Plusieurs outils, avec des niveaux de complexité plus ou moins avancé existent comme 6S (6 Sigma – Vermote, 1996 –), MODTRAN (MODerate resolution TRANsmission model – Berk et al., 1989 –) ou SMAC (Simplified Method for Atmospheric Correction – Rahman, H. et G. Dedieu, 1994 –). Nous avons appliqué l'implémentation du modèle 6S dans l'outil Monteverdi aux images SPOT5 qui a débouché sur des résultats décevants à cause de fortes incertitudes sur les caractéristiques atmosphériques. En second lieu, nous nous sommes rabattu sur la deuxième méthode des pseudo-invariants.

- Méthode utilisée :

La technique ELC est une méthode mixte de traitement, qui comprend deux parties : une correction relative et une absolue : (1) Une première correction dite relative, consiste à homogénéiser les valeurs des comptes numériques de toute la série d'image par rapport à une image de référence, afin d'avoir approximativement la même

échelle radiométrique que l'image de base en utilisant les pseudo-invariants ; ce sont des objets, ou surface dont la réflectance ne change pas ou très peu au cours du temps et qui servent d'étalon radiométriques, tels les plans d'eau, les sols nus, les surfaces uniformément boisées,... Sur la Figure 35-a est reportée l'utilisation d'un plan d'eau comme pseudo-invariant ; (2) Ensuite on effectue une correction absolue consistant en la transformation des comptes numériques en réflectance grâce aux données de réflectance au sol obtenues par le CROPSCAN MSR87. Ainsi, les équations de régression linéaire, entre les valeurs des bandes PIR et Rouge des mesures et des pixels de l'image satellite contenant ces points (Figure 35-b) sont appliqués aux images satellites déjà corrigées par la méthode des invariants. Pour différentes raisons technique, les acquisitions terrain peuvent être décalées de quelques jours de l'heure de passage du satellite. Nous avons ainsi retenu un écart maximal de trois jours.

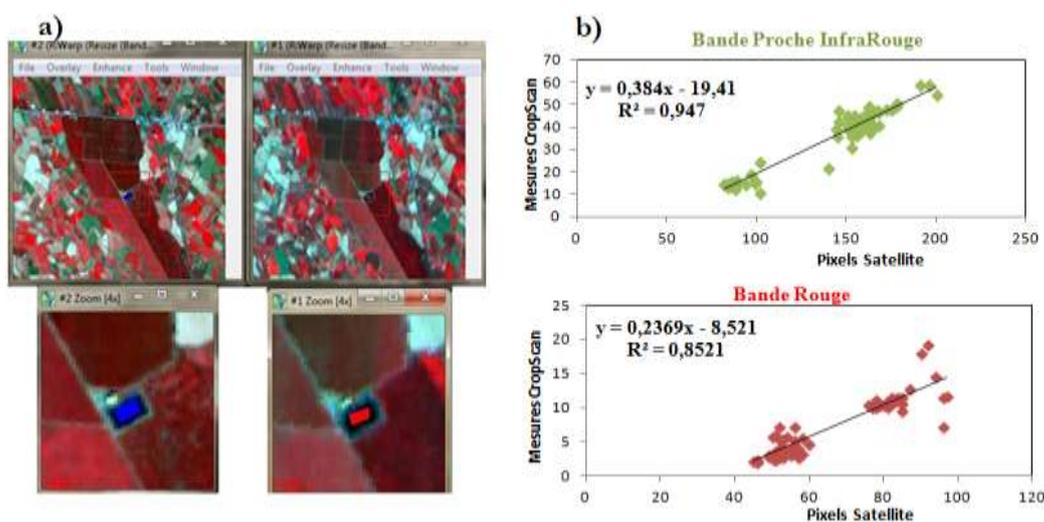


Figure 35: A droite, Exemple de prise de pseudo-invariant, image de base à gauche et image brute à droite. A gauche, Exemple de droite de régression entre les valeurs des canaux proche infrarouge et du rouge du CROPSCAN MSR 87, daté du 23-02-2012 (axe X) et la réflectance des invariants de l'image SPOT5 du 20-02-2012 (axe Y).

2) L'expérience 2012-2013

L'expérience de la saison agricole de 2012-2013 à été mise en place pour en particulier profiter de l'expérience SPOT4 (take5) qui consistait à désorbiter le satellite SPOT4 en fin de vie (Hagolle et al., 2015). L'objectif principal étant de réduire le temps de révisite du satellite SPOT4 (5 jours de temps de repassage) sur quelques sites sélectionnés, afin de simuler au mieux les nouvelles données Sentinel -2 de l'Agence Spatiale Européenne

(ESA) lancée en 2016. A cette effet, notre proposition de site pilote a été accepté et la plaine du Haouz, le périmètre R3 en particulier, faisait partie des 45 sites identifiés dans le monde¹⁶.

Ceci nous a permis d'élaborer une expérience de pilotage de l'irrigation, par le logiciel SAMIR (présenté plus en détails ci-dessus). La démarche consistait à piloter l'irrigation d'une parcelle en « aveugle » par le logiciel SAMIR forcé par les observations SPOT4 par rapport à une parcelle témoin, irriguée à l'habitude par l'agriculteur.

a) Protocole expérimental

Le protocole expérimental ainsi que les mesures effectuées étaient à peu près similaires à celle de 2011-2012, avec quelques différences :

1. À l'échelle stationnelle : deux parcelles de blé (de 4 hectares chacune), juxtaposées (Figure 36), ont été instrumentées par les même instruments que ceux de 2011-2012. Durant trois jours, à compter du 10 Avril 2013, la transpiration à été mesurée par isotopie sur la parcelle de Blé Sud 2013 (Aouade et al., 2016).
2. À l'échelle de la parcelle : même protocole que celui de 2012.
3. il n'y a pas eu de mesures d'humidité superficielle spatialisée.

L'occupation du sol réalisée lors de cette saison 2012-2013, n'a pas montré de grande différence par rapport à celle de 2011-2012, hormis l'absence totale de la culture de betterave sucrière qu'il y avait lors de la saison 2011-2012 (18%).

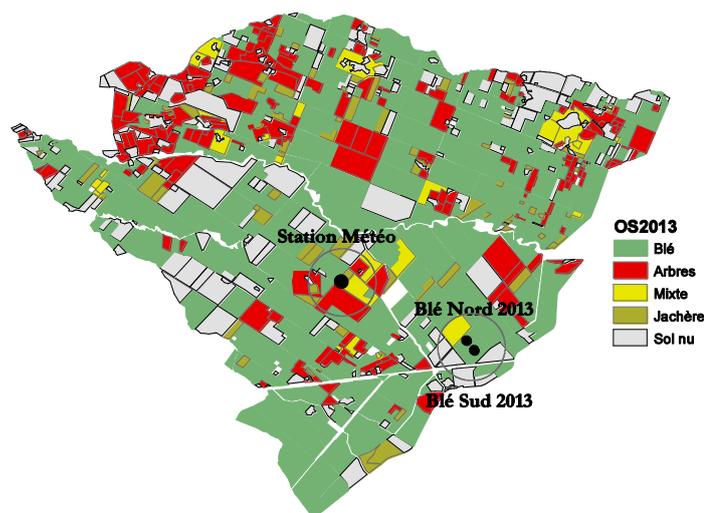


Figure 36: L'occupation du sol et la localisation des parcelles de Blé Nord et Sud lors de la saison agricole 2012-2013.

¹⁶ <https://www.theia-land.fr/fr/produits/spot-4-take-5>.

➤ Les images SPOT4 (Take 5)

Le 29 janvier 2013, l'orbite de SPOT4 a été abaissée de 3 kilomètres pour lui donner un cycle orbital de 5 jours.

Ces images, à la différence des images SPOT5 que nous avons acquis lors de la saison 2011-2012, étaient traitées à un niveau « 2A » en temps réel : géoréférencement par orthorectification et correction des effets atmosphérique (avec un masque pour les nuages) par le logiciel MultiSensor Atmospheric Correction and Cloud Screening software « MACCS » (Hagolle et al., 2008, 2010).

Au total, seulement 18 images (64%) étaient utilisées. Le calendrier d'acquisition est présenté sur la figure 37 et on y voit six périodes nuageuses: deux où on a manqué une image (10 jours d'acquisition) et quatre où on a manqué deux images (15 jours d'acquisition). Comme l'expérience Take5 a commencé un mois après le semis et que le succès du changement d'altitude de l'orbite n'était pas assuré, une programmation SPOT5 a également été effectuée, avec une image tous les quinze jours de Décembre 2012 à Avril 2013.

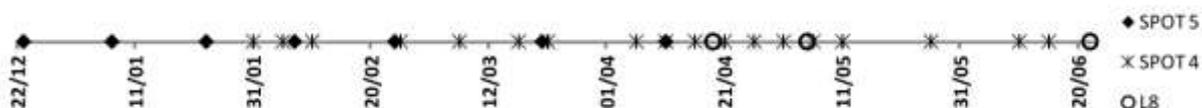


Figure 37: Calendrier d'acquisition des images satellites Spot4 (Take5), Spot5 et LandSat8 (L8) durant la saison 2012/2013. Les images Landsat8 (L8) n'ont pas été utilisées pendant l'expérience et ne sont indiquées qu'à titre de référence. Les trous de la série SPOT4 ne sont dus qu'à la couverture nuageuse. Source : Adapté de Le Page et al. (2014).

3) Cartographie de l'évapotranspiration

Dans la dernière partie de cette thèse, nous avons développé un prototype de cartographie de l'évapotranspiration entièrement piloté par des observations satellitaires gratuites et forcé par des ré-analyses météorologiques. Dans un objectif de développement d'outil d'aide à la gestion de l'eau irrigation, ces données, facilement accessibles et gratuites, sont les seules à pouvoir être exploitées par nos partenaires gestionnaires (ABHT et ORMVAH) qui ne peuvent pas assumer le coût prohibitif des séries d'image à haute résolution spatiale. Les données choisies (produits MODIS et ré-analyses ERA-Interim du centre européen) permettent de plus d'analyser une période historique relativement longue puisque nous avons travaillé sur la période (2001-2015). Nous allons décrire les différents produits utilisés ainsi que les traitements effectués.

➤ Les images MODIS-TERRA

MODIS est une abréviation de « MODerate resolution Imaging Spectroradiometer » ou bien « Spectroradiomètre imageur à résolution modérée ». Ce capteur est embarqué sur les satellites Terra et Aqua. MODIS-Terra balaye la surface terrestre avec un faisceau de dimensions de 2 330 km x 10 km en observant sur 36 bandes de résolutions spatiales de 250 mètres (bandes 1 et 2, 0.6 μm -0.9 μm), de 500 m (bandes 3-7, 0.4 μm -2.1 μm) et 1000 m (bandes 8-36, 0.4 μm –14.4 μm). Grâce à ces différentes bandes, MODIS fournit des informations sur la réflectance, la couverture des terres, l'albédo, les couches nuageuses, les couches de neige, la température de surface des terres et des océans, les aérosols.

Dans ce travail, seront utilisés les produits MODIS de niveau L3, résumés dans le tableau 3, dans leur dernière version 6. Les données de ce produit sont sous format HDF-EOS et projetées sur une projection sinusoïdale. La tuile correspondante à notre zone d'étude est h17v5 (Figure 38). Les images MODIS ont été téléchargées à partir du serveur : "ladsweb.nascom.nasa.gov", avec un code Python développé par Michel Le Page, ingénieur d'étude IRD au CESBIO.

Tableau 3: Liste des produits MODIS utilisés ainsi que leurs caractéristiques.

Sigle (Nom)	Plate-forme	Produits MODIS	Résolution Spatiale (m)	Résolution temporelle (Jours)	Projection	Notes
MOD11A1	Aqua-Terra	Température de surface et émissivité	1000	Journalière	Sinusoidale	
MOD13Q1	Terra	Indice de végétation (NDVI)	250	16	Sinusoidale	Réalisé à partir de la méthode CV-MVC (constant view-maximum value composite) qui consiste à retenir la valeur maximum de NDVI correspondant aux valeurs d'angles de visée maximum
MCD43A3	Aqua-Terra	Albédo	1000	8	Sinusoidale	Les données sont inversées à partir des observations multi-angle et multi-bandes des plusieurs jours (16, en générale), en utilisant le "semi-empirical Kernel-driven bi-directional reflectance model)

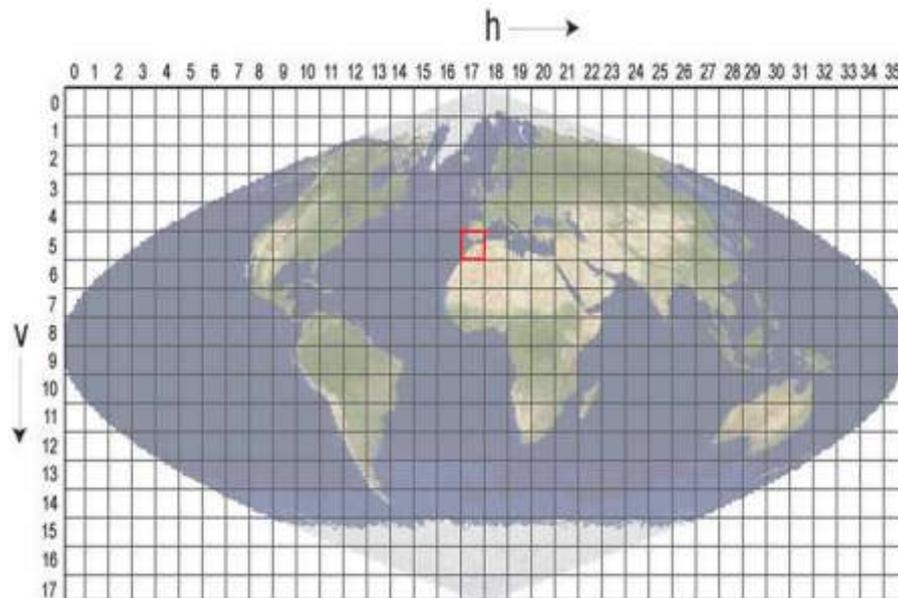


Figure 38: Tuiles MODIS en projection sinusoidale. En rouge la tuile (h17v5) correspondante à notre zone d'étude. Source : Adapté de Marchane, 2015.

Plusieurs traitements ont été appliqués :

- l'application d'un masque pour supprimer les pixels qui n'appartiennent pas à notre zone d'étude,
- la reprojexion des images dans le système cartographique local, Lambert Nord Maroc,
- l'interpolation des produits NDVI et albédos à une valeur journalière,
- le ré-échantillonnage de tous les produits sur une grille régulière,
- le contrôle du « quality Flag » (cf. les différents ATDB de chacun des produits pour le codage du quality flag) afin d'éliminer les valeurs erronées.

- Les ERA-Interim

Les ré-analyses ERA-Interim décrivent les variables atmosphériques à l'échelle globale sur la période allant de 1979 à 2012. Le projet ERA-Interim a débuté en 2006 dans le but de produire un jeu de données qui servirait de transition entre les données ERA40 (disponible sur la période 1958-2001) et une future génération de ré-analyses. Ainsi, les objectifs majeurs de ce projet étaient d'améliorer un certain nombre d'aspects du modèle ERA40, notamment la représentation du cycle de l'eau, la description de la circulation stratosphérique, et le traitement des biais dans le système d'observation des données *in situ* et satellitaires (contrôle de la qualité et sélection des données, correction des biais). D'autre part, la ré-analyse a utilisé un système variationnel quadridimensionnel 4D (-Var). Un système

d'assimilation de données qui permet de prendre en compte des données arrivant en continu, c'est à dire à des instants différents de celui de l'échéance où s'appliquent les rectifications. Les 3 dimensions de l'espace ainsi que la dimension temporelle sont alors intégrées dans le système. Une description plus détaillée du système générant les ré-analyses ERA-Interim ainsi que le système d'assimilation utilisé pour produire ces données, sont présentés par Simmons et al. (2007) et par Dee et al. (2011).

Les traitements que nous avons appliqués aux données sont :

- téléchargement des produits correspondants à la vitesse du vent, l'humidité de l'air, le rayonnement incident et la température de l'air,
- calcul de la différence d'altitude entre les valeurs géo-potentielles et un modèle numérique de terrain local,
- extraction sur notre fenêtre et re-projection sur une grille kilométrique,
- conversion des ERA-Interim (format NetCDF) au format tiff,
- correction des produits ERA-Interim téléchargé : ERA-Interim sont déduite d'un MNT de 85 Km de résolution, il est donc nécessaire de ramener ces valeurs en conditions local en utilisant un MNT local. Les détails de ces corrections seront présentés au chapitre 6.

III. Outils de modélisation

1) Le « Two Source Energie Balance » modèle (TSEB)

Le modèle « Two Source Energy Balance model (TSEB, Norman et al., 1995) » est un modèle de bilan d'énergie piloté par télédétection qui a été évalué avec succès dans plusieurs régions du globe (Kustas et Norman, 2000 ; Gonzalez-Dugo et al., 2009 ; Liu et al., 2011 ; Corbari et al., 2015 ; Xia et al., 2016). Par ailleurs, dans la première partie de notre travail, nous l'avons comparé à l'outil FAO-56 qui a été calibré et validé sur nos sites d'études par plusieurs travaux (Duchemin et al., 2006 ; Er-Raki et al., 2008 ;2009 ;2010 ; Le Page et al., 2014).

a) Présentation du modèle

TSEB est un modèle de bilan d'énergie de surface double source (Figure 25-a), développé par Norman en 1995, en deux versions, suivant la configuration du réseau de résistance (Figure 25-b et Figure 25-c).

b) Principales équations

Dans la version originale de TSEB, le rayonnement net pour une surface est donné par:

$$R_n = (1 - \alpha)R_g + \varepsilon(R_{atm} - \sigma T_{rad}^4) \quad (\text{Équation 33})$$

où T_{rad} représente la température radiative de surface, qui peut être mesurée par satellite. Le R_n est réparti entre les deux sources de chaleur, le sol et la végétation, selon les équations suivantes :

$$R_{n,v} = R_n(1 - e^{-k\alpha LAI}) \quad (\text{Équation 34})$$

$$R_{n,s} = R_n - R_{n,v} \quad (\text{Équation 35})$$

où $k\alpha$ représente un coefficient d'extinction dont la valeur varie entre 0.3-0.6 (Ross, 1981) mais qui est souvent pris égale à 0.45.

Lorsque les feuilles ne sont pas distribuées au hasard à la surface, mais agglomérées comme dans le cas des cultures en rangs, elles ne peuvent intercepter que 70 à 80% du rayonnement par rapport à la même culture répartie aléatoirement à la surface (Campbell et Norman, 1998). Des modèles pour estimer l'extinction des rayonnements pour les cultures en rangs ont été développés (e.g, Gijzen et Goudriaan, 1989), mais sont plutôt complexes et nécessitent des informations supplémentaires sur la surface qui ne seront pas disponibles sur le plan opérationnel. Un autre formalisme pour $R_{n,v}$ est proposé par Kustas & Norman (2000). Il permet de prendre en compte l'effet de « clumping » de la végétation (i.e. le fait que la végétation soit groupée et non répartie de manière homogène dans l'espace comme dans le cas de culture en rang) et est donné par:

$$R_{n,v} = R_n \exp\left(-\frac{\Omega LAI}{\sqrt{2} \cos \theta}\right) \quad (\text{Équation 36})$$

où Ω représente est le facteur de "clumping" (se traduit par "touffe" et représente l'homogénéité spatiale du couvert végétal) qui est une fonction de l'angle zénithal de visée et du ratio entre la hauteur de végétation et l'espacement des rangs de cultures (ou des "touffes"

pour une végétation très éparse). Plus de détails sur la description et le calcul de Ω sont donnés dans Kustas and Norman (1999, 2000) et Anderson et al. (2005).

Dans la version série du modèle TSEB, les flux de chaleur sensible aux deux interfaces peuvent s'exprimer de la manière suivante :

$$H_s = \rho_{cp} \frac{T_s - Tav}{r_s} \quad (\text{Équation 37})$$

$$H_v = \rho_{cp} \frac{T_v - Tav}{r_{ex}} \quad (\text{Équation 38})$$

où Tav représente la température de l'air au sein du couvert végétal qui est donnée par :

$$T_{av} = \frac{\frac{T_a}{r_a} + \frac{T_s}{r_s} + \frac{T_v}{r_{ex}}}{\frac{1}{r_a} + \frac{1}{r_s} + \frac{1}{r_{ex}}} \quad (\text{Équation 39})$$

La résistance aérodynamique r_a (s/m) est donnée par l'équation 5. z_{oh} représente la longueur de rugosité pour les échanges thermiques est proportionnelle à z_{om} indépendamment des variations de propriétés de la surface (Norman et al., 1995):

$$z_{oh} = \frac{z_{om}}{7} \quad (\text{Équation 40})$$

La résistance au transfert de chaleur au dessus du sol r_s (s/m) est complexe à déterminer et dépend de nombreux facteurs, une approximation empirique est donnée par :

$$r_s = \frac{1}{a' + b'U_s} \quad (\text{Équation 41})$$

où les coefficients $a' \approx 0.004$ (m/s), $b' \approx 0.012$ (m/s), sont dépendantes de l'échelle et de l'intensité des turbulences dans la végétation (Sauer et al., 1995), U_s est la vitesse du vent à la hauteur au dessus du sol où l'effet de la rugosité du sol est minimal (typiquement entre 0.05 et 0.2m), et obtenue à partir de l'équation de Goudriaan (1977) :

$$u_s = u_c \exp\left(-a\left(1 - \frac{0.05}{h}\right)\right) \quad (\text{Équation 42})$$

Le coefficient a, fonction du LAI, est donné par :

$$a = 0.28 LAI^{2/3} h^{1/3} s^{-1/3} \quad (\text{Équation 43})$$

où s représente la taille moyenne des feuilles « leaf size ».

Le terme u_c représente la vitesse au sommet du couvert et est donnée par :

$$u_c = u \left[\frac{\ln\left(\frac{h-d}{z_m}\right)}{\ln\left(\frac{z-d}{z_m}\right) - \Psi_M} \right] \quad (\text{Équation 44})$$

La résistance additionnelle r_{ex} (m/s), dans la version série, est la résistance totale de la couche limite de surface de végétation qui explique le transport moins efficace de la chaleur entre la surface et l'air près du couvert végétal. Elle est donnée par :

$$r_{ex} = \frac{C'}{LAI} \left(\frac{s}{u_d + z_m} \right) \quad (\text{Équation 45})$$

où C' est un facteur empirique, obtenu en pondérant la résistance de la couche limite des feuilles par la hauteur de la végétation (McNaughton and Hurk, 1995). Bien que la valeur de ce coefficient soit incertaine, la valeur de $90 \text{ *s}^{1/2} / \text{m}^1$ est communément adoptée par la communauté scientifique (Grace, 1981). $U_d + z_m$ est donné par :

$$u_d + z_m = u_c \exp \left[-a \left(1 - \frac{d + z_m}{h} \right) \right] \quad (\text{Équation 46})$$

Le flux de chaleur dans le sol G est déduit à partir du $R_{n,s}$ suivant :

$$G = \Gamma R_{n,s} \quad (\text{Équation 47})$$

où Γ représente un facteur de pondération pris égal à 0.35 pour les cultures éparées (Choudhury, 1987) et varie entre 0.15 et 0.40 dans la littérature (Brutsaert 1982; Humes et al., 1994; Kustas et al., 1994).

Ainsi, pour déterminer les flux H , il faut disposer des données de T_v et T_s . Et comme celle-ci ne sont pas directement obtenues par télédétection, le modèle TSEB se base sur une hypothèse forte et utilise un traitement itératif détaillé ci-dessous.

c) Principe de résolution

Une des hypothèses forte du modèle TSEB est qu'elle suppose qu'en général, et en particulier sur les régions irriguées en zones semi-arides, la végétation est non-stressée et transpire au taux potentiel. La transpiration est alors exprimée à partir de l'approximation de Priestley-Taylor (Priestley & Taylor, 1972) :

$$LE_v = \alpha_{PT} F_g \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_{n,v} \quad (\text{Équation 48})$$

où α_{PT} est le coefficient de Priestley-Taylor qui traduit la part d'énergie attribuée à la transpiration du couvert végétal et F_g correspondant à la fraction verte « Green » de la végétation ($F_g = LAI_{vert}/LAI_{total}$). Pour le blé, nous avons considéré ici que le LAI vert décroît de 20% par rapport au maximum de LAI entre le pic et la récolte. Si aucune information n'est disponible sur F_g , elle est prise égale à 1 (Norman et al., 1995).

L'algorithme de résolution est présenté sur la figure 39.

Le système n'étant pas solvable analytiquement, ainsi on a recours à un processus itératif qui boucle sur la LMO. L'algorithme commence donc par calculer les variables relatives au vent et aux turbulences (LMO , u , u_s , r_a). Ensuite, on détermine l'énergie disponible pour l'interface SVA et les flux de chaleur en calculant le bilan radiatif (R_n) et sa partition entre la végétation ($R_{n,v}$) et le sol ($R_{n,s}$), ainsi que le flux de conduction dans le sol (G).

L'approximation de Priestley-Taylor permet d'obtenir une première estimation de la transpiration de la végétation (LE_v), permettant de déduire de façon résiduelle le flux de chaleur sensible de la végétation (H_v) et ainsi la température de la végétation (T_v).

En déterminant par ailleurs la température du sol (T_s) et la résistance du sol (r_s), on est en mesure de calculer le flux de chaleur sensible du sol (H_s), ce qui permet de déduire de façon résiduelle l'évaporation du sol (LE_s).

Les composantes du flux de chaleur latente (LE_v et LE_s) étant déterminées, on vérifie alors que leurs valeurs ne sont pas négatives et qu'il n'y a donc pas de condensation, ce qui serait très peu probable en journée. Ainsi, si LE_s est négatif, on fixe sa valeur à zéro et on calcule une nouvelle valeur de LE_v . Si LE_v est négatif, alors on limite la transpiration en diminuant de façon itérative la valeur du coefficient de Priestley-Taylor jusqu'à ce que la valeur de LE_v devient positive ou nulle, comme proposé par Kustas and Norman (1999).

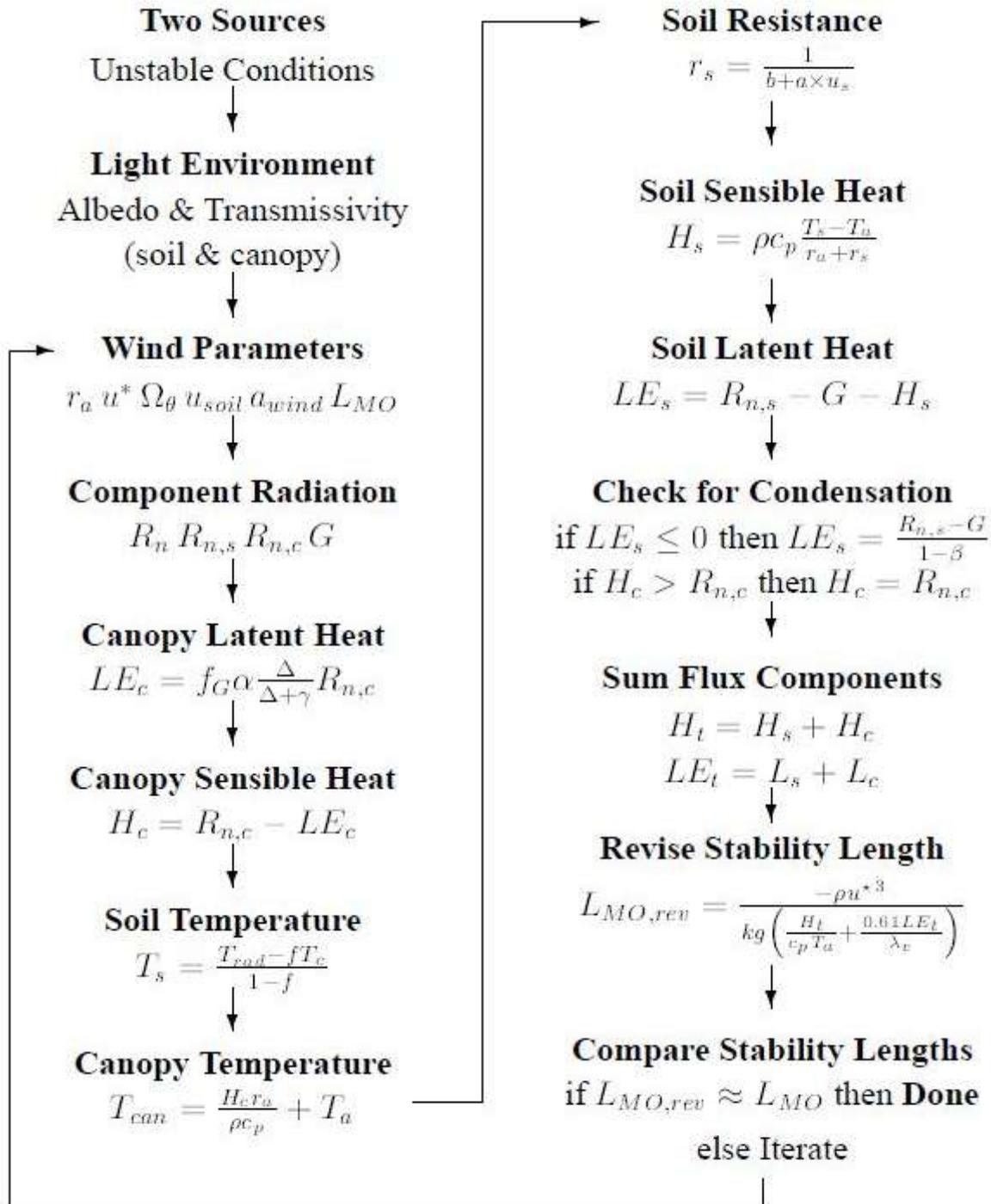


Figure 39: Algorithme de résolution du bilan d'énergie de TSEB. Source : French, 2001.

a) Entrées et paramétrisation

Les données d'entrées ainsi que les paramètres nécessaires pour faire tourner le modèle TSEB sont récapitulés sur la figure 40.

Les principaux paramètres sont :

- le coefficient de Priestley-Taylor « α_{PT} », nécessaire pour une première estimation de la transpiration,
- le coefficient d’extinction « k », nécessaire pour le calcul du rayonnement net au niveau du sol,
- le coefficient empirique « Γ », nécessaire pour déterminer le flux G .

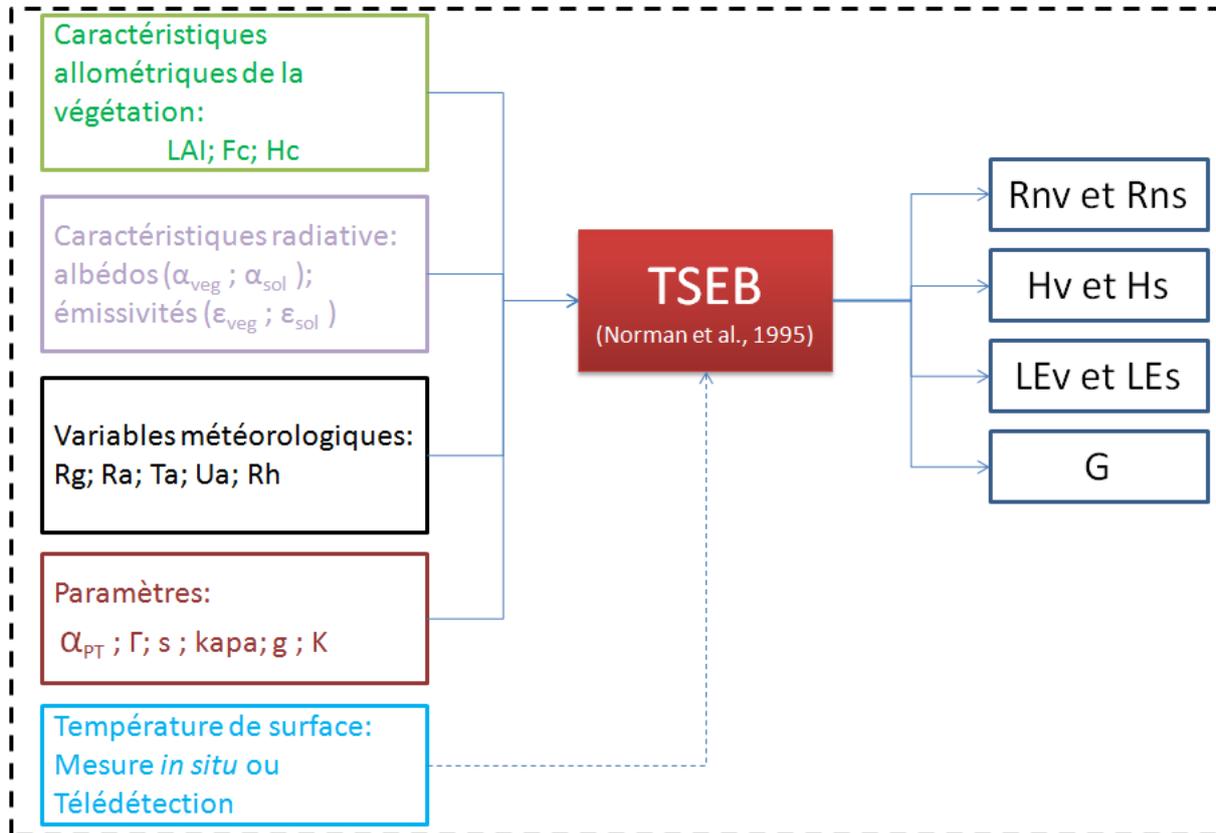


Figure 40: Illustration du fonctionnement du modèle TSEB. Les entrées sont à gauche et les sorties du modèle sont à droite.

2) Le modèle de la FAO-56

a) Présentation du modèle

Comme mentionné dans la partie Approche empirique de la méthode du coefficient cultural du chapitre précédent, la méthode FAO-56 (Allen et al., 1998) est disponible en deux versions. L’approche simple coefficient est considéré comme une approche semi-empirique, alors que l’approche à double coefficient cultural est rangée dans la catégorie des modèles de type TSVA. Néanmoins, comme elle ne résout pas de bilan d’énergie et elle ne fournit pas le cycle journalier des échanges sol-végétation-atmosphère, il s’agit ainsi d’un TSVA simplifié. Le mécanisme de calcul ainsi que l’implémentation de cette approche sont détaillée ci-dessous.

b) Principe de résolution de l'approche à double coefficient cultural

Dans cette approche, l'évapotranspiration est donnée par :

$$ET = (K_{cb} * K_s + K_e) * ET_0 \quad (\text{Équation 49})$$

avec K_{cb} = coefficient cultural de base, K_s = coefficient de stress hydrique, K_e = coefficient d'évaporation, ET_0 = évapotranspiration de référence suivant la formulation de Penman-Monteith.

➤ Coefficient culturale de base, K_{cb}

Ce coefficient est défini comme étant le rapport entre l' ET mesuré et l' ET_0 lorsque la surface du sol est sèche et la culture est dans des conditions optimales (absence du stress hydrique). La procédure de calcul de ce terme est similaire à celle du K_c , c'est-à-dire en fonction des différentes phases de développement (voir IV-2 du chapitre 2). Cependant, vu la difficulté de disposer de mesures de l'évapotranspiration en temps continu, plusieurs auteurs ont établi une relation, entre le coefficient K_{cb} et un indice de végétation comme le NDVI ou le SAVI, qui peut être linéaire (Bausch & Neale, 1987; Neale et al., 1989; Gonzalez-Piqueras et al., 2003) ou non linéaire (Hunsaker et al., 2003, 2005 ; Campos et al., 2013). Le type de relation est fonction de l'architecture de la culture considérée et de l'indice de végétation utilisé (Choudhury et al., 1994). Il existe ainsi plusieurs relations K_{cb} – NDVI spécifiques à chaque culture et souvent à chaque site d'étude.

Pour notre zone d'étude, la relation (ci-dessous) à été établit pour le blé par Duchemin et al. (2006).

$$K_{cb} = (1.71 * NDVI) + 0.21 \quad (\text{Équation 50})$$

Sur d'autres sites, pour les autres cultures annuelle, ou arborée, les relations développées par Calera et al. (2005) ou encore par Hunsaker (2005) sont les plus utilisées, en attendant des études spécifiques à ces cultures. Pour la betterave, nous avons pu établir une relation, durant la saison agricole 2011-2012 (plus de détails ci-dessous).

➤ Coefficient d'évaporation, K_e

Le coefficient d'évaporation du sol agit sur la composante évaporation de l' ET . K_e est donné par l'équation suivante (Allen et al., 1998) :

$$K_e = K_r(K_{c \max} - K_{cb}) \leq F_{ew} K_{c \max} \quad (\text{Équation 51})$$

où $K_{c\ max}$ représente la valeur maximale de K_c obtenue à la suite d'une pluie ou d'une irrigation, K_r représente le coefficient de réduction de l'évaporation du sol, F_{ew} représente la fraction du sol exposée et mouillée. La végétation, par son effet d'ombre sur le sol, limite l'évaporation à la fraction du sol exposée et mouillée, appelée (F_{ew}).

Le calcul de K_e revient donc à déterminer, en plus du K_{cb} , les deux paramètres suivant :

- La limite supérieure de $K_{c\ max}$:

Le coefficient $K_{c\ max}$ représente la limite supérieure de l'évaporation et la transpiration d'une culture. Quand le sol est humide, l'évaporation du sol est maximale, le coefficient cultural K_c ne peut jamais dépasser cette valeur maximale de $K_{c\ max}$. Elle varie avec le climat et le type de la surface. Quand cette dernière est le gazon, $K_{c\ max}$ est donné par (Allen et al., 1998) :

$$K_{c\ max} = \max \left[\left\{ 1.2 + [0.04(u - 2) - 0.004(R_{hmin} - 45)] \left(\frac{h}{3} \right)^{0.3} \right\}, \{K_{cb} + 0.05\} \right] \quad (\text{Équation 52})$$

où μ représente la vitesse du vent à 2 m, R_{hmin} représente l'humidité relative minimale, h représente la hauteur de la végétation.

- Coefficient de réduction de l'évaporation du sol, K_r

Quand la surface du sol est humide, K_r est égal à 1, dès que la surface commence à sécher, il décroît jusqu'à s'annuler. K_r est donné par l'équation suivante (Allen et al., 1998) :

$$K_r = \frac{TEW - D_{e,i-1}}{TEW - REW} \quad (\text{Équation 53})$$

où $D_{e,i-1}$ (mm) représente la profondeur cumulative de l'évaporation de la surface supérieure du sol exposée et mouillée pendant le jour (i-1) (une valeur minimale, fonction de chaque site d'étude, est fixée pour le premier jour de la résolution du bilan hydrique), TEW (Total Evaporable Water) représente la quantité maximale d'eau qui peut être évaporée de la surface du sol quand $K_r=0$, REW (Readily Evaporable Water) représente la quantité d'eau facilement évaporable de la surface du sol.

TEW est donné par l'équation suivante :

$$TEW = 1000(\theta_{Fc} - 0.5\theta_{wp})Z_e \quad (\text{Équation 54})$$

où θ_{fc} représente l'humidité du sol à la capacité au champ (m^3/m^3), θ_{wp} représente l'humidité du sol au point de flétrissement (m^3/m^3), Z_e représente la profondeur de la surface du sol qui subit l'évaporation (10-15cm).

Le calcul de K_r nécessite un bilan hydrique au niveau de Z_e afin de déterminer $D_{e,i}$:

$$D_{e,i} = D_{e,i-1} - (P_{r,i} - R_i) - \frac{I_i}{F_w} + \frac{E_i}{F_{ew}} + DP_{e,i} \quad (\text{Équation 55})$$

où $P_{r,i}$ représente la précipitations pendant le jour i (mm), R_i représente le ruissellement pendant le jour i (mm), I_i représente l'irrigation pendant le jour i (mm), E_i représente l'évaporation du sol pendant le jour i (mm).

La fraction du sol exposée et mouillée F_{ew} est donnée par l'équation suivante (Allen et al., 1998) :

$$F_{ew} = \min(1 - F_c, F_w) \quad (\text{Équation 56})$$

où $1 - F_c$ représente la fraction du sol exposée (non couvert par la végétation) (0.01-1), F_w représente la fraction du sol mouillée par précipitation ou irrigation. Sa valeur dépend du type d'irrigation. Elle est égale à 1 pour une irrigation gravitaire (cas dominant dans la plaine du Haouz). Cependant, pour l'irrigation localisée de type goutte-à-goutte, F_w varie de 0.3 à 0.4.

La connaissance de K_e permet ainsi de calculer la composante évaporation du sol (E), par la relation (Allen et al., 1998 ; Bos et al., 2008):

$$E = K_e * ET_0 \quad (\text{Équation 57})$$

➤ Coefficient du stress hydrique, K_s

La démarche de calcul du coefficient K_s est similaire à celle du calcul de K_r . Il nécessite aussi un bilan hydrique mais dans la zone racinaire au lieu de la surface supérieure du sol. Il est donné par l'équation suivante (Allen et al., 1998) :

$$K_s = \frac{TWA - D_r}{TAW - RAW} \quad (\text{Équation 58})$$

avec TAW (Total Available Water) représente la quantité totale d'eau dans la zone racinaire (mm). Elle dépend du type de sol et de la profondeur des racines (Z_r), sa formule est donnée par:

$$TAW = 1000(\theta_{fc} - \theta_{wp})Z_r \quad (\text{Équation 59})$$

où Z_r représente la profondeur de la zone racinaire. D_r représente l'épuisement de l'eau dans la zone racinaire, calculé par un bilan hydrique dans la zone racinaire (pour $D_r > RAW$; $K_s = 1$).

$$RAW = pTAW \quad (\text{Équation 60})$$

où p représente la fraction moyenne de l'eau disponible dans la zone racinaire et qui peut être extraite avant l'apparition du stress hydrique, c'est-à-dire le facteur de diminution de la transpiration. Il dépend des cultures présentes et permet de calculer la réserve facilement disponible d'eau dans la zone racinaire du sol (RAW pour Readily Available Water, en mm) à partir de TAW (Allen et al., 1998). Ainsi RAW est donnée par :

Allen et al. (1998) ont publié une liste de tous ces coefficients pour la surface des cultures et pour des climats donnés. Cependant, ces valeurs ne sont spécifiques que pour des stades de développement bien précis et sont donc difficilement utilisable, en routine le long de la saison.

c) Implémentation sous ENVI-IDL©

SATellite Monitoring of Irrigation « SAMIR » (Simonneaux et al., 2008 ; Le Page et al., 2012) est un outil qui implémente sous l'environnement ENVI-IDL la méthode FAO-56 pour spatialiser l'évapotranspiration et le bilan hydrique. L'originalité de SAMIR est l'utilisation intensive de séries d'images satellitaires, afin de retrouver les caractéristiques de surface comme le coefficient cultural de base, le taux de couverture végétale ainsi que l'occupation du sol en continu, grâce aux relations empiriques qui relient ces coefficients aux indices de végétation, tel que le NDVI. Le bilan hydrique dans le sol est obtenu en couplant au modèle FAO un module sol à trois compartiments (surface, racinaire, profond). Ces différents compartiments sont calibrés pour chaque site d'études. Les données concernant l'irrigation sont soit introduites si elles sont connues, soit estimées à partir du calcul du bilan hydrique, en faisant des hypothèses sur la gestion de l'eau pratiquée et notamment sur le taux de stress hydrique toléré.

L'environnement de programmation ENVI-IDL à été choisi principalement pour la souplesse dans la manipulation des images, en se basant sur l'outil de visualisation et de traitement d'image ENVI (Figure 41).

SAMIR a été développé par l'équipe IRD (Institut de Recherche pour le Développement) du CESBIO (Centre d'Etudes Spatiales de la Biosphère¹⁷) et plusieurs enseignants-chercheurs de l'Université Cadi Ayyad, dans le cadre du projet SudMed (actuel LMI-TREMA) en partenariat avec l'ABHT et l'ORMVAH.

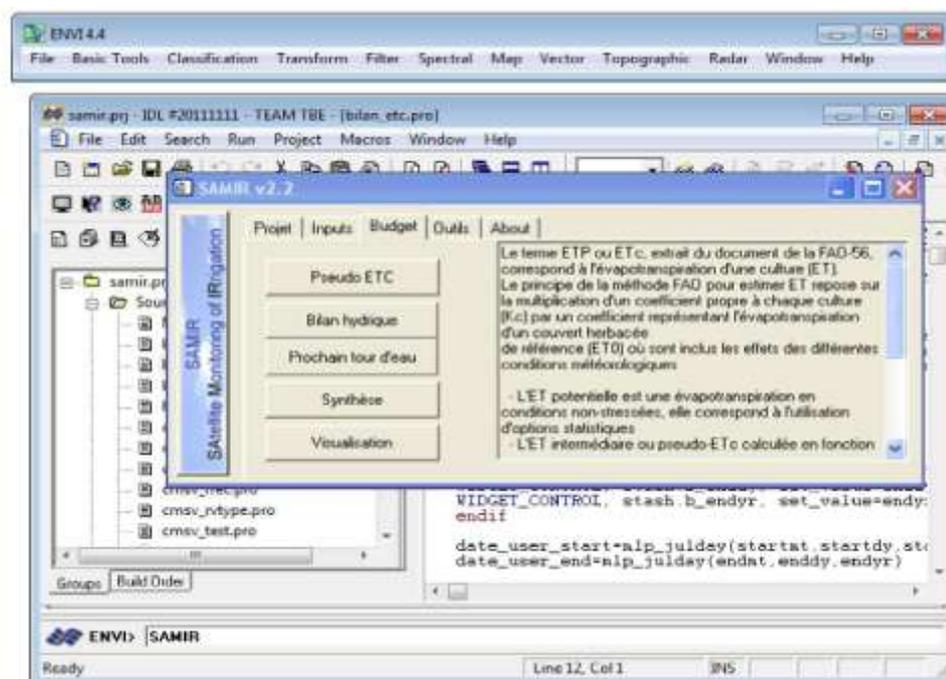


Figure 41: Interface du logiciel SAMIR qui se présente sous forme d'un menu fonctionnant sous le logiciel ENVI.

d) Entrées et paramétrisation

Les entrées de SAMIR sont : (1) l'évapotranspiration de référence ET_0 , (2) l'occupation du sol, (3) les paramètres cultureux (K_c , K_{cb} , F_c ...), (4) les précipitations, (5) l'irrigation réelle, (6) les caractéristiques du sol.

1. L' ET_0 peut être directement introduite, si elle disponible ou calculée par SAMIR. Le calcul nécessite cependant l'introduction de données climatiques.
2. L'occupation du sol (OS) peut être directement introduite par l'utilisateur sous forme de fichier image ou établit en utilisation une série temporelle de NDVI. Un profil caractéristique de chacune des classes de cultures (5 : 5 : Sol Nu, Arbre, Culture annuelle, Adventices et Mixte) de la zone est établi et utilisé pour classer chaque pixel.

¹⁷ <http://www.cesbio.ups-tlse.fr/index.html>

3. Les relations K_c , K_{cb} et F_c -NDVI, de différentes cultures et de différentes zones emmagasinée dans une bibliothèque du logiciel SAMIR. L'interface permet à l'utilisateur de choisir le plus convenable. Cette bibliothèque est continuellement mise à jour par l'équipe LMI TREMA.

4. Les données de précipitation peuvent être introduites de deux façons : soit introduites sous forme de fichiers provenant d'une station météorologique, soit obtenues par interpolation des valeurs des plusieurs stations, pour une application à large échelle.

5. Les données concernant l'irrigation peuvent être introduites sous forme d'un fichier vectoriel. En outre, les volumes d'eau d'irrigation peuvent être estimés à partir du calcul du bilan hydrique. Un calcul qui nécessite de faire des hypothèses sur la gestion de l'eau pratiquée et notamment sur le taux du stress hydrique toléré, le seuil de déclenchement de l'irrigation, la valeur seuil du coefficient cultural de base pour déclencher le début ou la fin de l'irrigation...

6. Le sol est configuré en trois compartiments fonctionnels: évaporation, racinaire et profond. Chaque compartiment est caractérisé par sa profondeur, sa capacité au champ, son point de flétrissement, son coefficient de diffusion, l'humidité à saturation. En outre, une carte du type de sol de la région d'étude, établie grâce à des équations de pédo-transfert peut être également utilisée. La plupart des informations caractéristiques du sol : la teneur en eau du sol à saturation (θ_{sat}), la capacité au champ (θ_{Fc}), le point de flétrissement (θ_{wp}), respectivement égale à 0.47 ; 0.37 ; 0.14 m^3/m^3 . Ces valeurs sont calculées en utilisant la formule de Brooks & Corey (1964).

Un résumé du fonctionnement de SAMIR est présenté sur la figure 42.

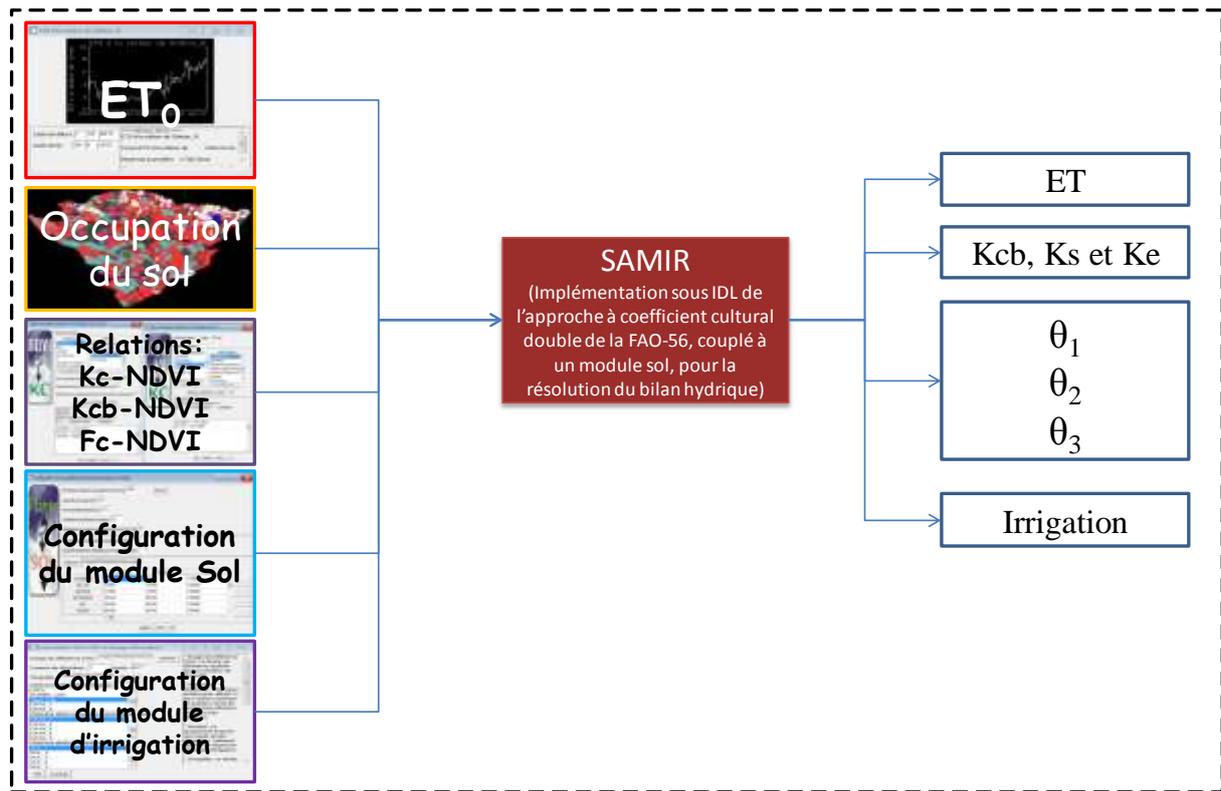


Figure 42: Illustration du fonctionnement du logiciel SAMIR. Les entrées sont à gauche et les sorties du logiciel sont à droite. θ représente l'humidité du sol à différentes profondeurs.

3) La modélisation globale

a) Présentation de l'approche

Les deux approches précédentes sont des modèles mécanistes, basés sur la connaissance a priori des processus en jeu. Le troisième et dernier outil utilisé dans le cadre de ce travail est basé sur le concept de « modélisation globale » (Gouesbet & Letellier, 1994). L'avantage théorique de ce type d'approche par comparaison avec les approches mécanistes est d'obtenir un modèle global qui permettrait de s'affranchir de toute nécessité de forçage (météorologique ou apport d'eau d'irrigation dans notre cas particulier d'étude sur les zones irriguées). L'approche de modélisation globale ne vise pas à modéliser les différentes composantes ou variables du système (système sol-plante-végétation en l'occurrence) et leurs interactions, mais à obtenir un modèle du comportement du système dans sa globalité.

Cette approche a été appliquée avec succès à un certain nombre de cas synthétiques et expérimentaux (Letellier et al., 2009). Son applicabilité n'a toutefois rien de systématique et dépend en particulier de la dynamique du système étudié qui doit présenter une composante

déterministe et une bonne observabilité¹⁸ du système au travers de la variable mesurée (variable correspondant à l'évapotranspiration, dans notre étude).

A ce jour, la modélisation globale n'a pu être appliquée qu'à peu de milieux naturels ou environnementaux, tels le cycle des tâches solaires (Letellier et al., 2006), ou la population de Lynx du Canada (Maquet et al., 2007), ainsi qu'aux couverts céréaliers du Nord du Maroc (Mangiarotti et al., 2012b). Dans ce dernier cas d'application, les auteurs ont pu obtenir un modèle de petite dimension mettant en évidence une dynamique chaotique¹⁹ et faiblement dissipative (Mangiarotti, 2013). Nous proposons dans ce travail d'explorer la piste déterministe des systèmes dynamiques instables de petites dimensions (c'est-à-dire ne nécessitant que quelques variables pour la description complète de l'état du système) pour l'analyse de la dynamique de l'évapotranspiration en climat semi-aride.

b) Concepts et principes

Basée sur la théorie des systèmes dynamiques non-linéaires, la modélisation globale vise à représenter les comportements dynamiques d'un système à partir d'une de ses variables et sous la forme d'équations aux dérivées ordinaires (EDO), qui garantissent à la fois la causalité et le déterminisme, c'est-à-dire qu'à partir d'un état donné à l'instant « Présent » va correspondre à l'instant ultérieur un et un seul état « futur » possible du système. Le principe vise à obtenir un jeu d'équations différentielles capables de produire des simulations dont la dynamique est équivalente à la dynamique observée et enregistrée sous forme de séries temporelles (Letellier et al., 2009). La théorie des systèmes dynamiques privilégie l'étude des comportements dans l'espace des phases plutôt que la recherche de solutions analytiques.

L'espace des phases est un espace mathématique souvent multi-dimensionnel, dont les coordonnées sont les variables d'états dynamiques indépendantes (c'est-à-dire, ne présentant entre elles pas de relation statique) du système. Le portrait de phase constitue un outil précieux pour l'étude des systèmes dynamiques, car il permet de visualiser la dynamique du

18 C'est-à-dire une information sur la dynamique de l'ensemble du système, à partir de la seule variable observée (Letellier et al., 2005).

19 En 1963 le météorologue Edward Lorenz expérimentait des modèles simplifiés de convection atmosphérique afin de mieux comprendre les limites de prévisibilité de la dynamique météorologique. C'est « par hasard » qu'il observa qu'une modification minime des données initiales pouvait changer de manière considérable ses résultats. Lorenz venait de découvrir une illustration de ce que l'on appelle aujourd'hui une dynamique chaotique, déterministe tout en présentant une forte sensibilité aux conditions initiales, popularisée sous le nom d'effet papillon. Tout en prenant sa source dans les travaux de Poincaré à la fin du XIX^e siècle, c'est à partir des années soixante et soixante dix que la théorie du chaos a pris son essor.

système sous la forme de trajectoires et ses différentes situations dynamiques par différentes positions dans cet espace.

Dans le langage de la modélisation globale, un attracteur est un objet géométrique borné vers lequel tend la trajectoire dans l'espace des phases, c'est-à-dire, un état vers lequel converge le système. Dans un espace de phase à deux dimensions, les attracteurs sont soit des « points fixe », soit des « cycles limites » :

- l'attracteur "point fixe" est un point de l'espace des phases vers lequel tendent les trajectoires situées à proximité, c'est donc une solution stationnaire constante,
- l'attracteur "cycle limite" est une trajectoire fermée dans l'espace des phases vers laquelle tendent les trajectoires. C'est donc une solution périodique du système.

Dans des espaces de dimensions trois (et supérieures), le système peut aussi converger vers des attracteurs chaotiques de très grande complexité.

La puissance de la théorie des systèmes dynamiques non-linéaires provient, en grande partie, du fait qu'il est possible d'obtenir une reconstruction d'un portrait équivalent au portrait de phase du système dynamique original — sous jacent aux données — avec une seule variable observée. Cela a pu être exprimé mathématiquement dans le théorème de Takens (Takens, 1981). Ensuite, les premiers travaux de Crutchfield & McNamara (1987) ont montré qu'il est possible d'obtenir des jeux d'équations différentielles (ou aux différences) dont la dynamique est équivalente à la dynamique observée. Cela a ensuite pu être vérifié en pratique pour les deux types d'équations (Aguirre & Billings, 1995 ; Letellier et al., 1995). Seules les équations différentielles sont considérées ci-après. La modélisation globale s'appuie sur la possibilité — de principe — de récrire un jeu original de n équations différentielles ordinaires :

$$\dot{x}_i = f_i(x_1, x_2, x_3, \dots, x_n), i = 1, \dots, n \quad (\text{Équation 61})$$

Sous la forme canonique :

$$\begin{aligned} \dot{X}_1 &= X_2 \\ \dot{X}_2 &= X_3 \\ &\vdots \\ \dot{X}_{n-1} &= X_n \\ \dot{X}_n &= F(X_1, X_2, X_3, \dots, X_n) \end{aligned} \quad (\text{Équation 62})$$

où $F(X_1, X_2, X_3, \dots, X_n)$ est une fonction non-linéaire (de type polynomiale) de la variable X_1 et de ses dérivées successives. X_1 étant reliée au système original par la fonction de mesure non-linéaire $X_1 = h(x_i)$. Ainsi, connaître la forme de la fonction F revient à connaître une bonne approximation du système dynamique originale. Une fois cette fonction polynomiale obtenue, on dispose d'un modèle qui peut être intégré numériquement pour simuler la dynamique du système étudié. La qualité du modèle est fortement dépendante de l'observabilité fournie par la variable mesurée.

D'un point de vue pratique, le problème tient à l'identification de la structure et du paramétrage de ce polynôme. Pour ce faire, deux algorithmes complémentaires, PoMoS & GloMo (Mangiarotti et al., 2012), ont été développés.

c) Algorithmes PoMoS & GloMo

PoMoS (Polynomial Model Search) est un outil basé sur un algorithme d'évolution visant à identifier la structure (les monômes) d'une fonction polynomiale P capable d'approcher de façon satisfaisante la fonction F . Techniquement, il peut être appliqué à une ou plusieurs séries chronologique et permet de classer les termes de la fonction P , du plus mauvais au meilleur. La méthode d'optimisation où les critères d'optimalité utilisées sont de type Akaike C^{AIC} (Akaike, 1974), visant à concilier parcimonie du modèle (minimisation du nombre de paramètres) et adéquation entre simulation et observation (minimisation de l'erreur).

Une description schématique de l'algorithme est présentée dans la figure 43.

Deux paniers de modèle sont utilisés dans l'algorithme : le panier 1 recueille des modèles à tester et le panier 2 rassemble les modèles déjà testés. Au départ, les deux paniers sont vides et un ensemble de N_0 modèles initiaux est aléatoirement généré et mis dans le panier 1.

Une boucle itérative est alors entamée : N_1 modèles sont tirés du panier 1, leur pertinence est estimée par une régression multi-variée à partir de laquelle la qualité d'ajustement est quantifiée par un critère choisi. Les bons modèles parmi les N_1 modèles testés sont ainsi identifiés et le meilleur est utilisé pour générer de façon aléatoire N_2 modèles voisins. La distance entre les deux modèles est définie comme étant le nombre de termes du polynôme ajoutés et supprimés. Le meilleur modèle est remis en panier 1 conjointement avec les modèles voisins. Les modèles non optimaux sont rassemblés dans le panier 2 pour une

analyse différée. La première boucle est alors terminée. La boucle suivante est relancée jusqu'à ce que le nombre de modèle dans le panier 1 soit inférieur au nombre $N1$ de modèle à tester. La convergence de l'heuristique est considérée comme atteinte. Les derniers modèles disponibles dans le panier 1 sont testés et comparés, conduisant au choix du meilleur modèle (Mangiarotti et al., 2012).

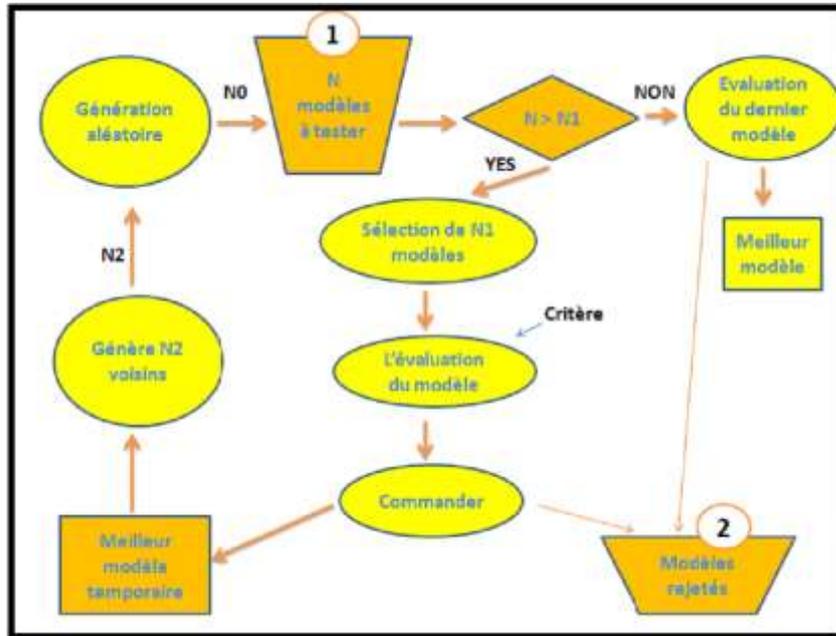


Figure 43: Diagramme de l'algorithme PoMoS. Source : Adapté de Mangiarotti et al. (2012).

Le second module, GloMo (pour Global Modelling) est destiné à identifier le paramétrage du polynôme. L'approche utilisée est basée sur une procédure de type Gram-Schmidt, de bonne robustesse en contexte bruité (Gouesbet et Letellier, 1994). Les entrées de l'algorithme GloMo sont : la série temporelle à étudier, le pas de temps dt , le nombre de variable du système $nVar$ (i.e. nombres de dérivés de la série initiale) et le degré de polynôme à estimer $dMax$. Le choix judicieux du pas de temps, du degré de polynôme et la suppression des termes de faibles corrélations, permet d'obtenir le meilleur modèle.

d) Implémentation sous R

Chacun des algorithmes a fait l'objet d'un dépôt au Comprehensive R Archive Network²⁰ (Mangiarotti et al., 2010).

Le protocole de recherche de modèle est le suivant :

²⁰ The Comprehensive R archive Network. <https://cran.r-project.org/>

1. Prétraitement soigneux de la série temporelle (filtrage des valeurs aberrantes et calcul des dérivées successives).
2. Utilisation de l'algorithme PoMoS avec les paramétrages $N_0=500$, $N_1=20$ et $N_2=10$, jusqu'à convergence de l'algorithme pour déduire l'ordre de validité des termes (regresseurs) de la fonction polynômiale.
3. Utilisation de l'algorithme GloMo avec les paramétrages de pas de temps d'intégration, et de nombre de variable...
4. Utilisation de l'interface GloMo pour visualiser les termes de la fonction polynômiale et ainsi manuellement affiner la structure des modèles : on prend tous les termes au début puis on les retire un par un, en partant du plus mauvais (ceux qui présentent une valeur élevées de résidus) jusqu'à obtenir un modèle de très petite taille.
5. On teste l'intégrabilité numérique de chacun des modèles avec le module Numicano²¹ (Numerical Integration of models in ODE of polynomial form) sur une durée plusieurs fois supérieurs à la longueur du jeu de données utilisé afin de vérifier la non divergence des solutions. On se désintéresse, en général, des solutions de type « point fixe » et « cycle limite de période 1 » car de telles solutions ne permettent pas de rendre compte de la complexité de la dynamique observée.
6. On conserve les meilleurs modèles, c'est-à-dire ceux présentant le meilleur accord avec les données en terme de portrait de phase.

Ce protocole est appliqué plusieurs fois, avec une formulation polynômiale de différents degrés (3 puis 4 et 5) en fonction des résultats obtenus.

Un résumé simplifié de la procédure d'application de l'approche de modélisation globale est présenté sur la figure 44.

21 Une fonction de la librairie « GPoM: Generalized Polynomial Modelling ». <https://rdrr.io/cran/GPoM/man/numicano.html>

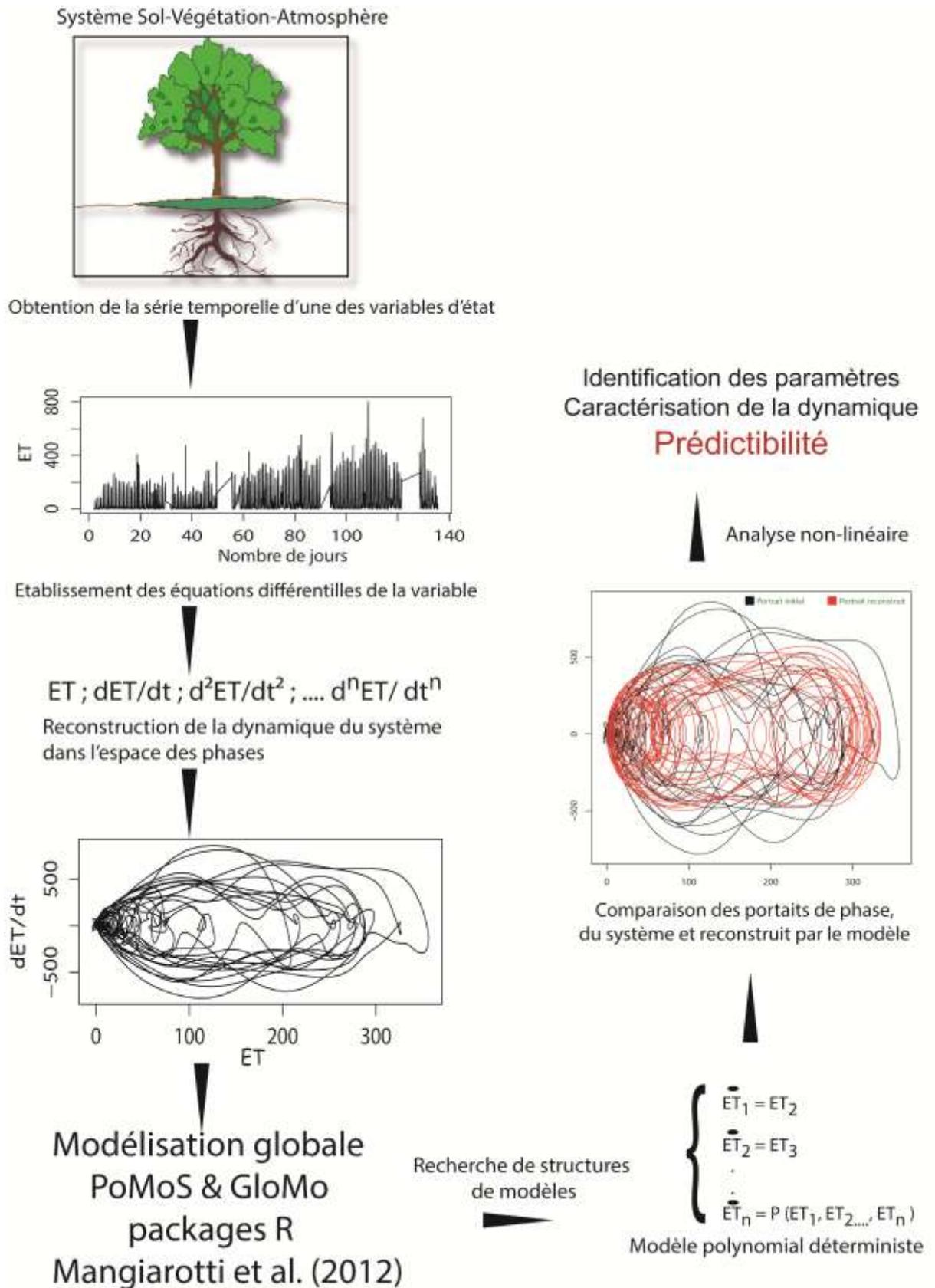


Figure 44: Illustration de la procédure d'application de la modélisation globale à la série temporelle d'évapotranspiration.

IV. Eléments d'analyse statistique

Afin de juger des performances de la modélisation, il est possible de visualiser graphiquement les différences de représentation des processus mais il est également nécessaire de faire une comparaison plus quantitative. Pour ce faire, plusieurs critères statistiques classiques ont été utilisés.

1) Coefficient de corrélation

L'intensité et le sens d'un lien linéaire entre deux variables aléatoires est donné par le coefficient de corrélation, noté « r ». C'est la covariance entre la variable explicative X et la variable à expliquer Y, rapportée au produit de leurs écarts-types.

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X}) * (Y_i - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 * (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad (\text{Équation 63})$$

avec X_i correspondant à la variable observée, Y_i correspondant à la variable modélisée, \bar{X} et \bar{Y} correspondent aux valeurs moyennes des variable X et Y, N correspond au nombre d'observations.

Comme une covariance est forcément inférieure ou égale au produit des écarts-type, le coefficient est compris entre -1 et 1. Un signe négatif indique que Y varie en sens inverse de X et on parle alors de corrélation négative. Si le coefficient est proche ou égale à 0, les deux variables sont linéairement indépendantes (ce qui n'exclut pas l'existence d'une relation autre que linéaire). Tandis qu'une liaison linéaire est d'autant plus marquée que le coefficient s'approche de 1. La valeur de r reste la même pour $X=f(Y)$ et $Y=f(X)$. Le coefficient est sans dimension.

2) Coefficient de détermination

Le coefficient de détermination (R^2) est un indicateur qui permet de juger le degré de linéarité d'une regression, simple ou multiple. D'une valeur comprise entre 0 et 1, il détermine à quel point l'équation de régression est adaptée pour décrire la distribution des points.

$$R^2 = \frac{(\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X}) * (Y_i - \bar{Y}))^2}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 * (Y_i - \bar{Y})^2}} \quad \text{(Équation 64)}$$

Dans le cadre d'une régression linéaire simple, c'est le carré du coefficient de corrélation.

3) Erreur quadratique moyenne (RMSE)

L'erreur quadratique moyenne ou Root Mean Square Error (RMSE) est une mesure de la différence entre les valeurs prédites par un modèle et les valeurs réellement observées dans l'environnement qui est en cours de modélisation. Ces différences individuelles sont aussi appelées résidues, et la RMSE sert à les regrouper en une seule mesure de la puissance prédictive. Ainsi, plus la RMSE est faible, plus cette puissance prédictive est forte.

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)^2}{N}} \quad \text{(Équation 65)}$$

4) Biais

Le biais reflète la tendance d'ensemble de la grandeur simulée à surestimer ($B > 0$) ou sous-estimer ($B < 0$) par rapport à l'observée.

$$B = \frac{\sum_{i=1}^n (X_i - Y_i)}{N} \quad \text{(Équation 66)}$$

Chapitre IV

Évaluation des performances et des domaines de validité des modèles TSEB et FAO-56 sur les cultures annuelles irriguées

Après avoir décrit, dans le chapitre précédent, les approches de modélisation qui seront utilisées ainsi que les dispositifs d'acquisition des données *in situ* et satellitaires qui leurs sont nécessaires. Nous avons, dans un premier temps, évalué la qualité des mesures recueillies. Dans un deuxième temps, les modèles TSEB et FAO-56 (approche à coefficient cultural double) seront évalués sur la base de ces mesures. Plus spécifiquement, nous nous sommes intéressés à : (1) la reproduction du cycle saisonnier de l'évapotranspiration (ET i.e. flux de chaleur latente) ; (2) la détection du stress hydrique ; (3) la partition de l'ET en évaporation du sol (eau perdue directement par le sol) et en transpiration (une grandeur plus pertinente que l'évapotranspiration totale pour l'aide au pilotage de l'irrigation) ; (4) enfin, nous avons également évalué la valeur ajoutée d'une calibration des paramètres en termes de précision de prédiction de l'évapotranspiration.

I. Analyses des données expérimentales

1) Fermeture du bilan d'énergie

Le contrôle de la fermeture du bilan d'énergie est donc un préalable à l'utilisation des données des stations d'eddy covariance. En effet, le bouclage du bilan d'énergie est un indicateur important de la fiabilité des mesures de flux de surface. La fermeture du bilan d'énergie peut être exprimée par :

$$R_n - G = H + LE \quad (\text{Équation 67})$$

En d'autres termes, l'énergie disponible à la surface ($R_n - G$) doit être proche, aux erreurs de mesures près (environ 20% pour les mesures de flux turbulents ; Twine et al., 2000) de la somme des flux turbulents ($H + LE$). Le contrôle de la fermeture du bilan d'énergie s'effectue sur les mesures journalières, correspondant à des conditions instables (Longueur de Monin-Oubukhov < 0) où les flux sont très importants. Ainsi, nous avons effectué un filtre ne prenant en compte que les données entre 9h-17h sur toute la saison. Sur la figure 45, la fermeture du bilan d'énergie pour les 4 sites de la saison agricole 2011-2012 et 2012-2013 est présentée.

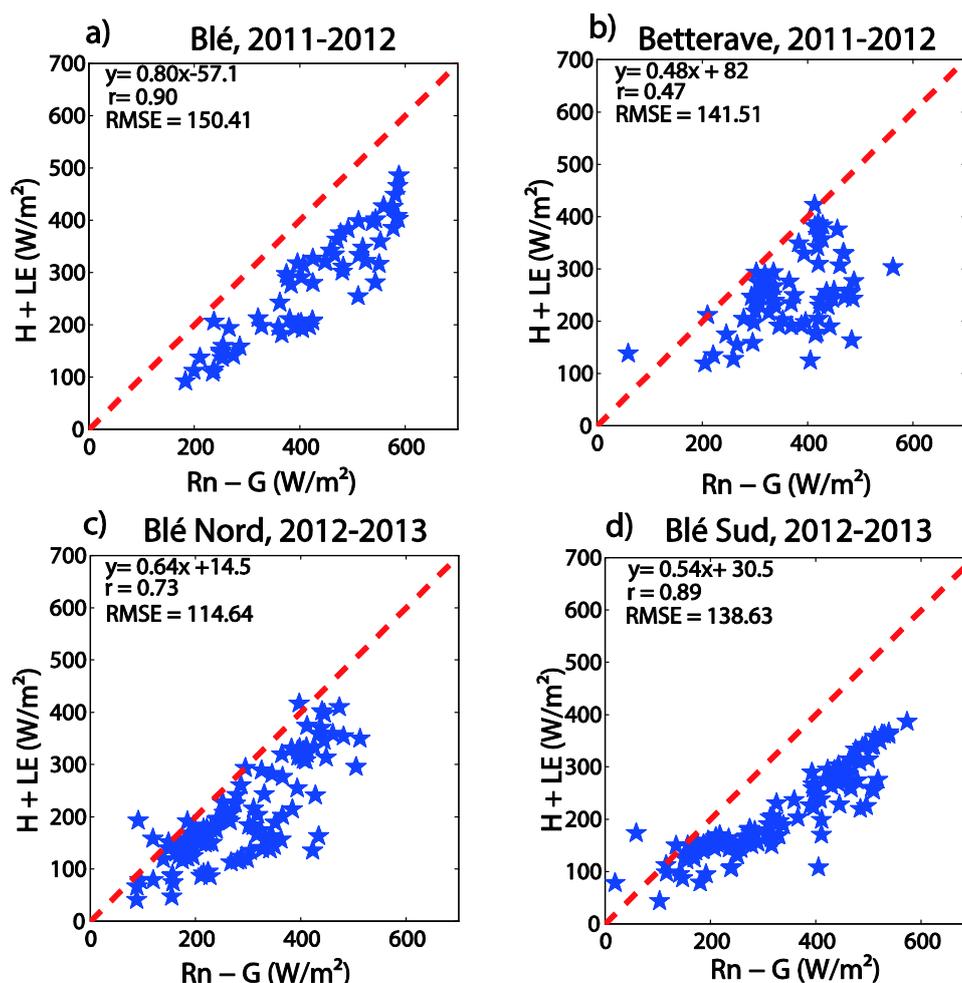


Figure 45: Fermeture du bilan d'énergie sur les 4 sites instrumentés des saisons agricoles 2011-2012 et 2012-2013.

De façon générale, on observe une sous-estimation des flux turbulents ($H + LE$) avec une moyenne de 27%. L'écart le plus élevé étant observé sur la parcelle de blé 2011-2012 (environ 56% - Figure 45-a), et l'erreur la moins importante étant sur la parcelle de blé Nord 2012-2013 (environ 31%-Figure 45-c). Ceci est une tendance généralement observée avec ce type de mesures et lié à plusieurs facteurs (Twine et al., 2000; Anderson et al., 2008; Li et al., 2008; Yang, Chen, and Lei, 2010; Tang et al., 2013; Byun et al., 2014) : (1) la surface représentative de la mesure de rayonnement net et du flux de chaleur dans le sol (mesures très localisées autour de la station) sont différentes de la mesure des flux convectifs, qui peut être représentative d'une empreinte d'environ 100 m² à quelques hectares, suivant la direction et l'intensité du vent (Duchemin et al., 2006) ; (2) la fréquence d'échantillonnage à 20 Hz des capteurs de mesure des flux turbulents, fait que l'on peut manquer des mini-tourbillons (les « eddy ») et ainsi une partie de l'énergie dissipée par convection ; (3) la négligence du terme de stockage de chaleur dans la végétation (DS).

Afin de pallier à cette sous-estimation, deux méthodes sont couramment utilisées. La méthode du Bowen ratio (Twine et al., 2000) et la méthode résiduelle. Plusieurs auteurs ont testé les deux et ont choisi, de manière un peu empirique, l'approche la plus adaptée à leurs études (Li et al., 2006; Sánchez et al., 2009; Choi et al., 2009; Byun, et al., 2014).

1. La méthode du Bowen ratio consiste à considérer que le rapport entre le flux de chaleur sensible et le flux de chaleur latente (le rapport de Bowen $\beta = H/LE$) est correctement mesuré et de corriger le flux de chaleur latente sur cette base. En pratique, on recalcule LE par :

$$LE = R_n - G / (1 + \beta) \quad (\text{Équation 68})$$

où β représente le rapport de bowen moyen sur la journée (journée définie par un critère $R_g > 0$).

2. La méthode résiduelle consiste à affecter la totalité du déficit du bouclage au flux de chaleur latente. Le bilan d'énergie boucle donc parfaitement après correction pour cette deuxième approche.

La figure 46 montre les séries temporelles d'évapotranspiration de la parcelle de Blé Sud 2012-2013, brutes et corrigées par les deux approches.

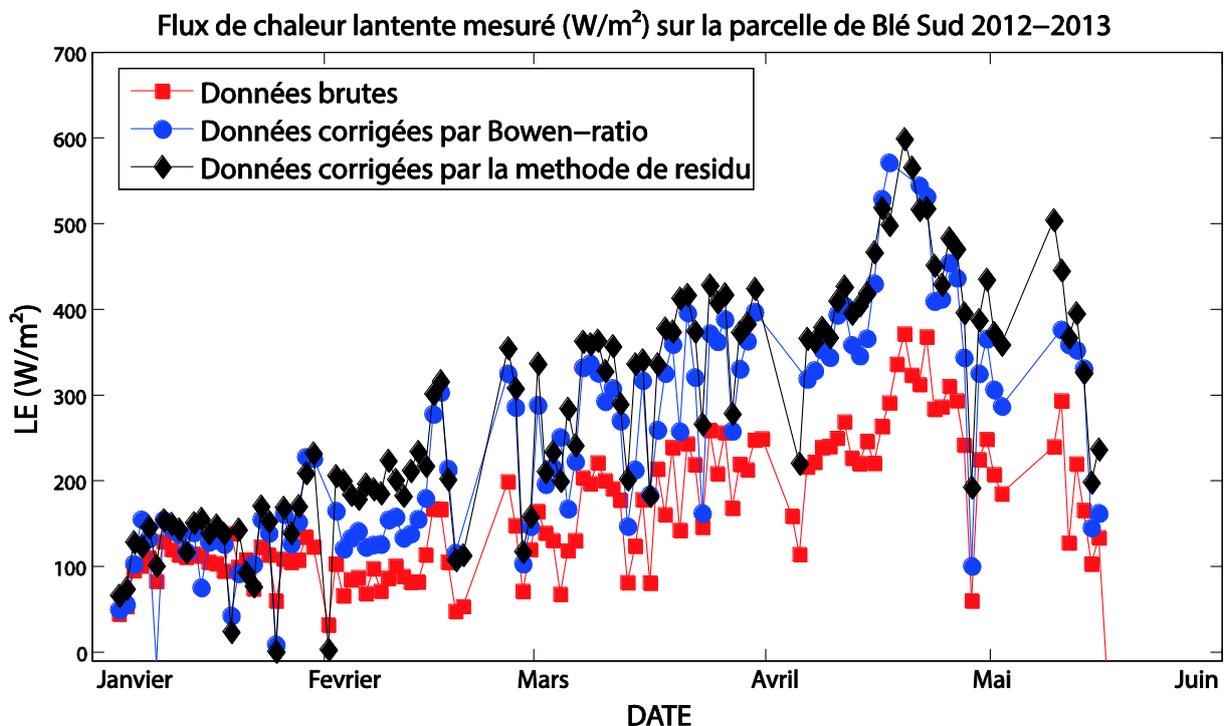


Figure 46: Superposition de la série temporelle du flux LE (W/m^2), brute et corrigée par les deux approches de Bowen ratio et résiduelle.

Sans surprise, les valeurs des données corrigées sont plus élevées que celles des données brutes. La moyenne des différences sur la saison est de 82.4 (W/m²), entre les données corrigées par Bowen ratio et les données brutes, et de 115.5 (W/m²), entre les données corrigées par la méthode résiduelle et les données brutes. En tenant compte du fait que la méthode résiduelle consiste à forcer la fermeture du bilan d'énergie, ce qui peut entraîner des surestimations de LE, nous avons opté pour la correction par Bowen ratio.

Après la correction par Bowen ration, la sous-estimation des flux convectifs est réduite avec des coefficients de corrélation qui s'échelonnent de 0.88 à 0.96 (Figure 47). Le taux de fermeture du bilan d'énergie ($D = H + LE/R_n - G$) passe en dessous de 20% sur les 4 sites.

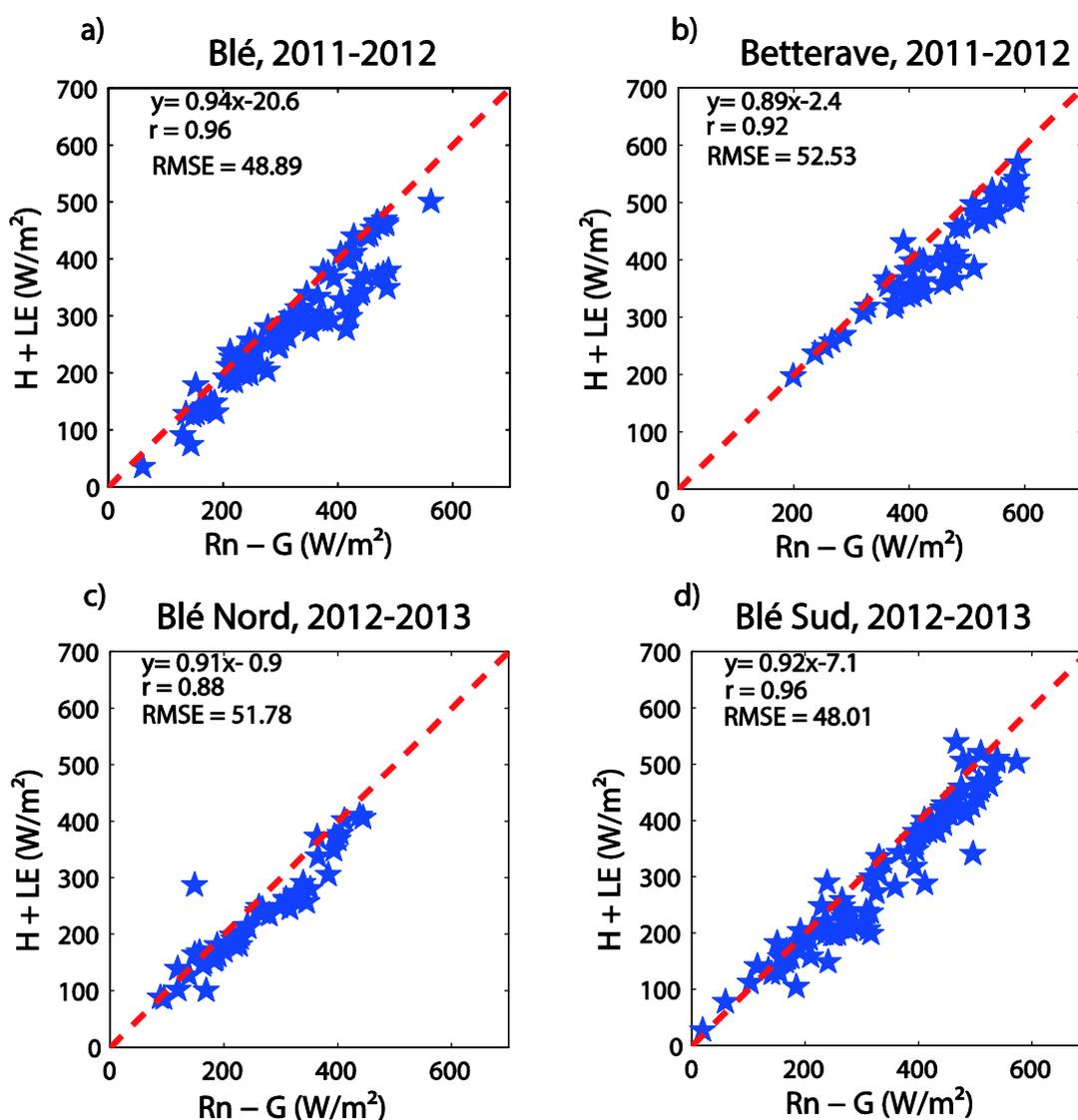


Figure 47: Fermeture du bilan d'énergie sur les 4 sites instrumentés, après la correction du LE par la méthode du Bowen ratio.

Nous nous trouvons ici dans la gamme de valeurs généralement évoquées dans la littérature avec une tendance haute pour le blé (Byun et al., 2014). Cependant, nous avons par la suite éliminé les jours dont la fermeture était toujours supérieure à 20% après l'application de la correction.

Comme déjà évoqué à la présentation de l'expérience 2011-2012, les nombreux dysfonctionnements du capteur Krypton KH20 installé sur la parcelle de blé 2011-2012, avaient motivé l'installation d'un analyseur de gaz Li-Cor 7200. Il est intéressant de noter que du 17-04-2012 au 19-05-2012, les deux capteurs fonctionnaient en même temps. Une comparaison des flux convectifs (H+LE) mesurés par les deux (Figure 48), montre un coefficient de corrélation de 0.96, avec une légère sous-estimation du KH20 (environ 20% sur les flux de chaleur latente).

Flux convectifs (LE+H), des deux capteurs sur la parcelle de Blé 2011–2012

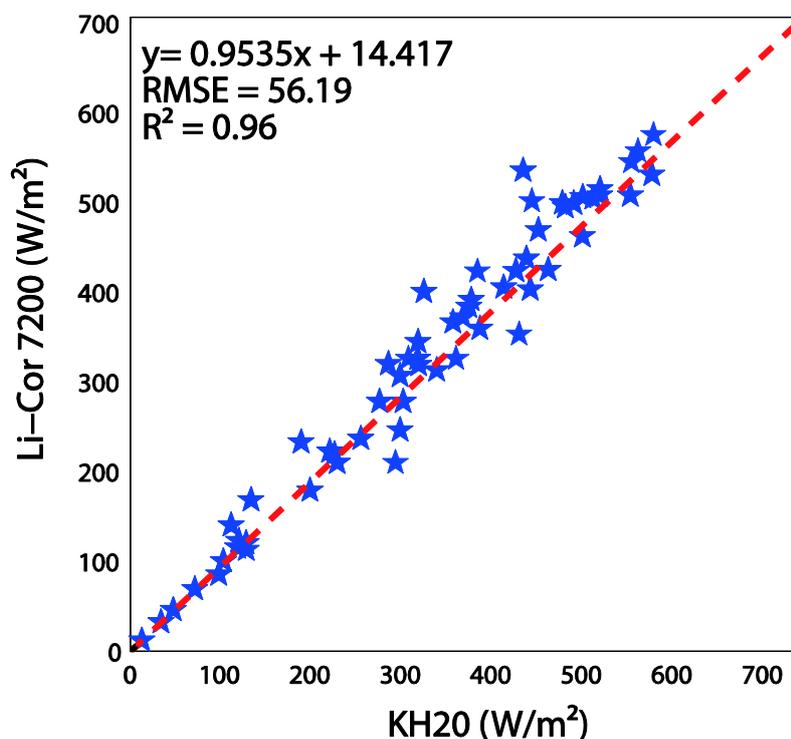


Figure 48: Comparaison des flux convectifs mesurés par le capteur KH20 et le capteur Li-Cor, lors de la période de fonctionnement commune.

2) Surface foliaire et fraction du couvert

Pour notre étude, nous avons établi ces relations pour le blé et la betterave de la saison agricole 2011-2012. Les mesures de LAI et de Fc sont directement déduites du traitement des photos hémisphériques et la mesure de NDVI provient du radiomètre CROPSCAN MSR87.

Nous avons initialement 1698 photos, pour les deux parcelles de blé et betterave de la saison 2011-2012. Cependant plusieurs problèmes d'acquisition : non utilisation de l'objectif hémisphérique par l'opérateur, présence d'une grosse tâche de sol sur la photo, objectif trop sale,... , ont fait que nous avons éliminé 290 photos, soit 17%.

De même, pour les acquisitions CROPSCAN, un ciel nuageux, un jour de pluie ou même un dysfonctionnement de l'appareillage ont fait que nous avons éliminé 3 jours d'acquisition.

Les relations ainsi que les équations, pour l'ensemble des données réellement utilisées sont représentées sur la figure 49-a et figure 49-b.

La relation LAI-NDVI choisie est de type exponentiel pour les deux types de culture, blé et betterave afin de rendre compte de la saturation de la relation pour les fortes valeurs de NDVI quand le couvert est très dense. Il y'a eu peu de dispersion pour les faibles valeurs (LAI de 0.2-1.2). Pour les valeurs plus élevées (LAI~4), la relation sature comme déjà reporté dans la littérature (Carlson and Ripley, 1997; Anderson et al., 2004 ; Xia et al., 2016). Cependant, les relations sont satisfaisantes avec des coefficients de corrélation de respectivement 0.86 et 0.92, pour le blé et la betterave.

Ces résultats obtenus reflètent bien la dynamique du site d'étude, observée par Duchemin et al. (2006). Par ailleurs, on note un manque de données pour des LAI intermédiaires (entre 1 et 2) pour la parcelle de betterave qui est attribué aux problèmes d'acquisition mentionnés ci-dessus, mais aussi au développement rapide de la betterave durant cette période que les campagnes espacées d'environ 15 jours n'ont pas permis d'échantillonner.

Nous avons également établi la relation entre le taux de couverture végétale estimé (F_c) à partir de la photographie hémisphérique et le NDVI (Figure 49-c et Figure 49-d). La relation linéaire trouvée, comme déjà adoptée par plusieurs études (Orsmy et al., 1987; Kustas et al., 1993; Huete, 1988; Leprieur et al., 2000; Er-Raki et al., 2007), est forte avec des coefficients de corrélation r de respectivement 0.98 et 0.96 pour le blé et la betterave de la saison agricole 2011-2012.

Pour le modèle TSEB, il est important de faire la distinction entre la transpiration de la végétation verte et la transpiration d'une végétation sénescente. Pour cet objectif, on suppose que la végétation est totalement verte avant que LAI n'atteint son maximum, de sorte que F_c et la fraction verte du couvert (F_g) soient égales et dérivent des relations décrites ci-dessous.

Après le pic de LAI, la fraction de végétation verte est dérivée de la même relation, tandis que la fraction végétale totale est supposée diminuer linéairement de 20% jusqu'à la récolte.

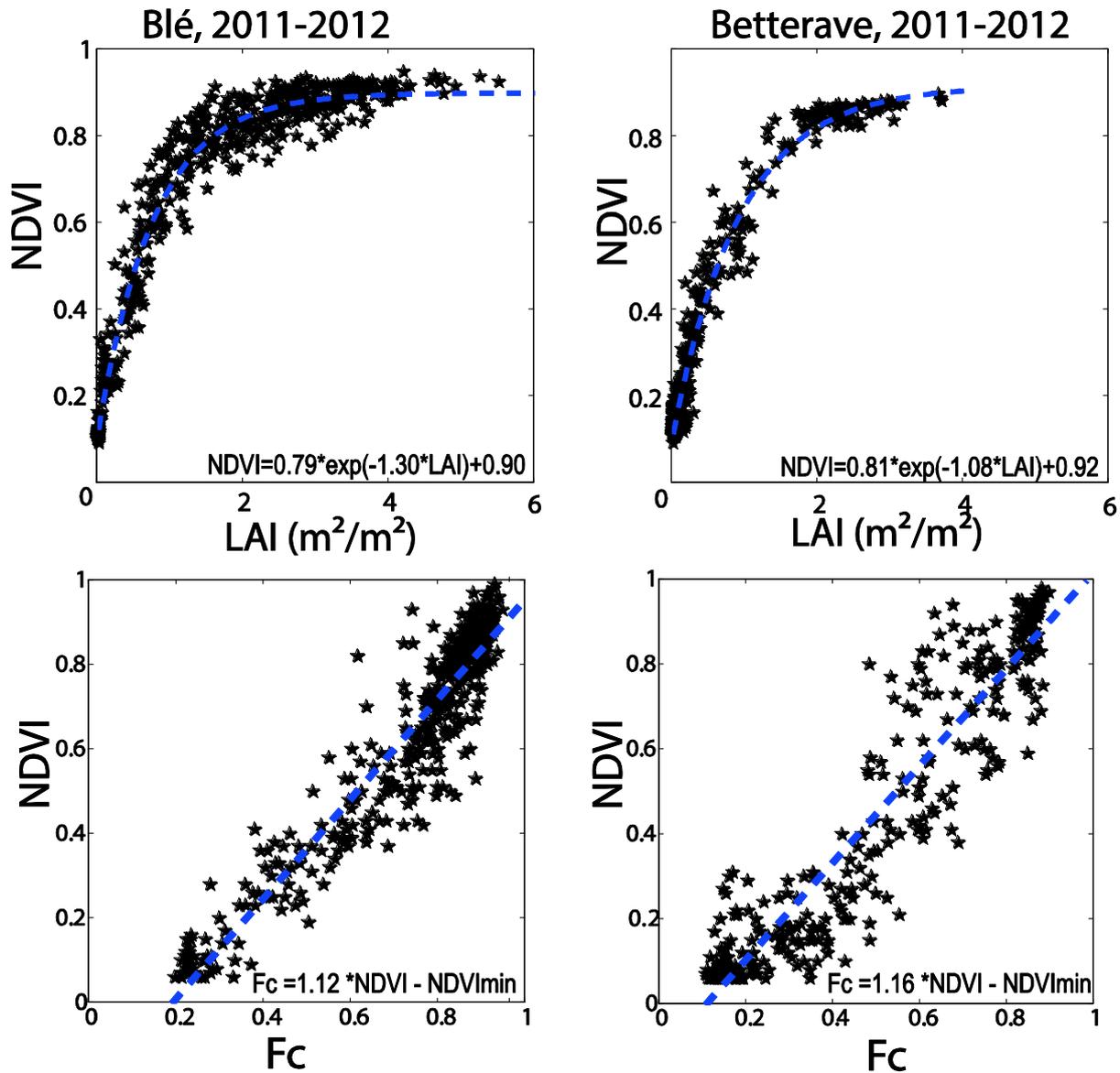


Figure 49. (a)-(b) Relation LAI-NDVI et (c)-(d) Fc-NDVI, sur la parcelle de blé et de betterave de la saison agricole 2011-2012.

En outre, nous avons établi le même type de relation entre le LAI des photos hémisphériques et le NDVI issu des images satellitaires SPOT5. Sur la figure 50, ces points (en rouge) sont superposés à ceux obtenus pour le NDVI provenant du CROPCSCAN. Nous avons pris un écart maximal de 3 jours de différence entre les dates d'acquisition. La relation est sensiblement la même, avec une dispersion un peu plus forte que nous pouvons attribuer à :

- la différence de résolution, des images SPOT5 (20 m) par rapport à la surface échantillonnée sur les photos hémisphériques,
- des erreurs de traitement sur les images SPOT5 en termes de correction radiométrique. Cependant, avec un coefficient de corrélation de 0.85 pour la parcelle de blé, la relation est considérée comme satisfaisante. La relation sur la parcelle de betterave est moins bonne, du fait d'un manque des données durant une partie de la période de croissance.

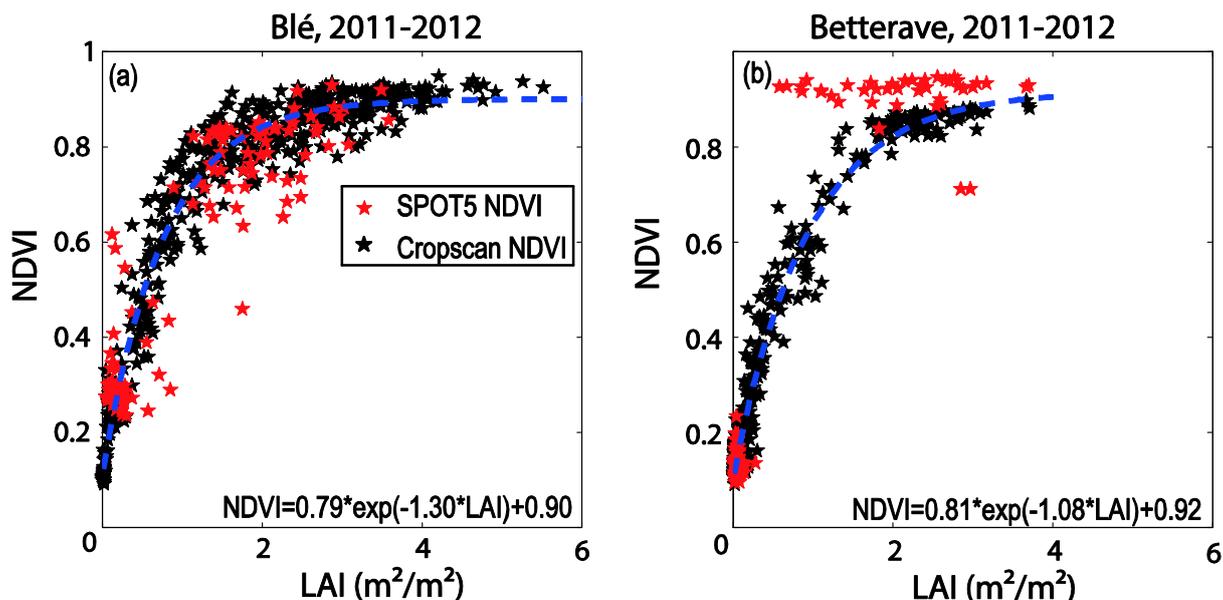


Figure 50: Relation LAI-NDVI, sur la parcelle de blé et de betterave de la saison agricole 2011-2012. (En rouge le NDVI provenant du capteur SPOT5).

Les deux relations LAI-NDVI et F_c -NDVI ainsi établis nous permettent de cartographier la surface foliaire et la fraction du couvert végétal sur l'ensemble des sites de blé et de betterave du périmètre irrigué R3. La figure 51 montre ainsi les valeurs de LAI sur l'ensemble des parcelles de blé et de betterave pour les 6 dates d'acquisitions des images ASTER.

Ainsi, on y observe la dynamique de développement du couvert végétal, avec un couvert peu développé à la fois pour les parcelles de blé et de betterave, en début de saison. A partir de l'image de début Février, les valeurs augmentent, surtout pour les parcelles de blé, avec des valeurs élevées (entre 4 et 5) qui correspondent vraisemblablement à des parcelles de blé semées précocement. Ces relations sont essentielles pour forcer le modèle TSEB aux dates de disponibilité des données ASTER. En outre ce genre de carte peut déjà constituer un élément d'aide à la décision, permettant aux gestionnaires (agriculteurs et décideurs) d'avoir une vue d'ensemble sur l'état de développement des cultures d'une zone et de savoir (au

moins visuellement) quelles sont les parcelles précoces et les parcelles tardives et même pour la détection des anomalies dans le développement de certaines parties du périmètre.

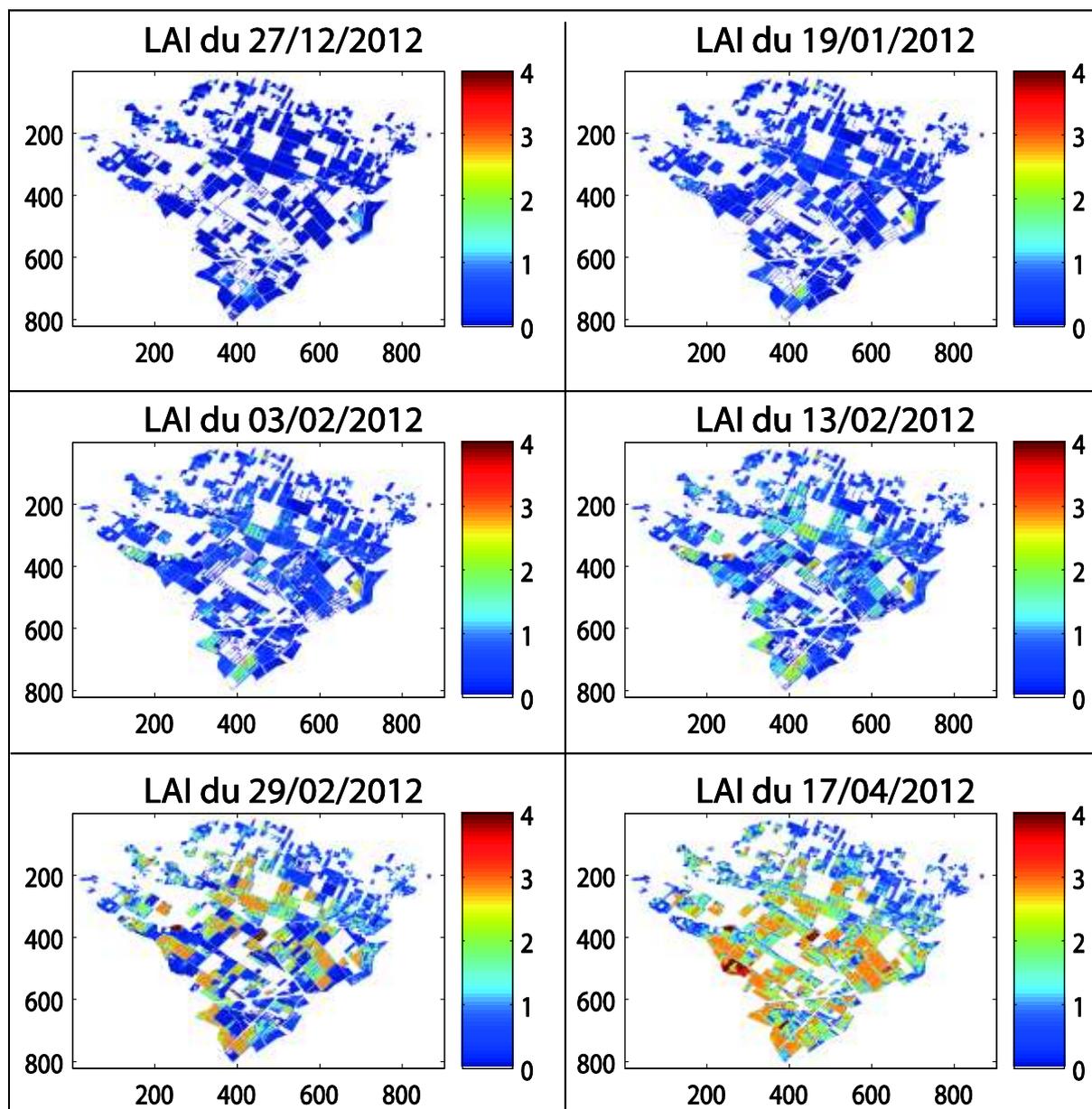


Figure 51: Cartes des valeurs d'indice foliaire LAI sur toutes les parcelles de blé et de betterave de R3 aux dates d'acquisition des images ASTER, l'échelle de couleur va de 0 (bleu foncé) à 4 (rouge orangé).

3) Température de surface

La température de surface est la variable clé du modèle TSEB. La mesure de température de surface ($^{\circ}\text{K}$) a été dérivée de la composante grande longueur d'onde mesurée par le capteur CNR1, installé au niveau des stations, par l'inversion de la relation de Stefan-Boltzman:

$$T_{s(CNR1)} = \sqrt[4]{R_a \uparrow / \sigma * \epsilon_p} \quad (\text{Équation 69})$$

avec $R_a \uparrow$ correspondant à la mesure de rayonnement grande longueur d’onde émis par la surface, σ = la constante de Stefan–Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$) et $\epsilon_p = 1$, l’émissivité d’un corps noir.

A titre illustratif, la figure 52 présente le cycle journalier moyen de la température de surface (T_s) et de la température de l’air (T_a) au niveau de la station de blé 2011-2012. L’évolution de ces deux variables est cohérente dans la mesure où la température de surface est inférieure à la température de l’air pendant la nuit. Par la suite, la surface se réchauffe plus vite que l’air pour arriver à une différence maximum, en faveur de la température de surface, qui atteint 5.5° en moyenne à 14 heures de la journée.

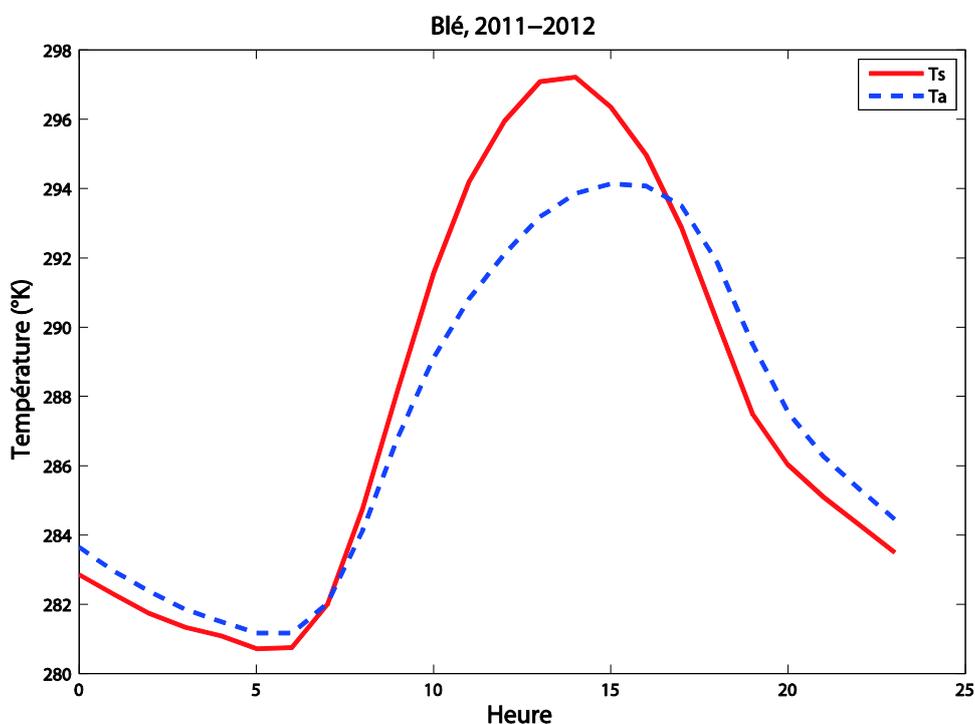


Figure 52: Evolution des moyennes horaires de la température de l’air (T_a) et de la température de surface (T_s) sur la parcelle de Blé de la saison 2011-2012.

Afin d’évaluer la qualité des produits kinetic temperature ASTER, nous avons comparé ces produits à la température dérivés des observations du CNR1 à l’heure de passage du satellite (11h30 TU) durant la saison agricole 2011-2012. On observe sur la figure 53-a un bon accord pour la parcelle de blé, mais un biais négatif pour la parcelle de betterave, qui est beaucoup plus marqué en début de saison. Ce biais peut être lié à un problème des goutteurs du système d’irrigation autour de la station. En effet, ce problème de gouteur a entraîné

l'apparition d'une grande bande de sol nu associée à une température plus élevée que la valeur de la température ASTER qui intègre sur 90 m les zones voisines où la betterave est mieux développée. Dans notre cas, les radiomètres sont installés à une hauteur moyenne de 2.75 m. L'empreinte de mesure (foot print) des CNR1 est donc un disque de 27.5 m de rayon (d'un ordre de grandeur comparable à un pixel de 50m de côté). Le fait que le biais est considérablement réduit lorsque la végétation est bien développée et entièrement couvrante (à partir du 17 Avril) soutient cette hypothèse. Sur la parcelle de blé, où le développement a été plus homogène, le biais est presque nul. Enfin, la RMSE de 1.4 °K trouvé est en accord avec les valeurs rapportées dans la littérature, comprise entre 1 à 3 °K (Gillepsie et al., 1998; Schmetz et al., 2002; Peres et DaCamara, 2004; Li et al., 2004; Liu et al., 2006; McCabe et Wood, 2006; Wan, 2014).

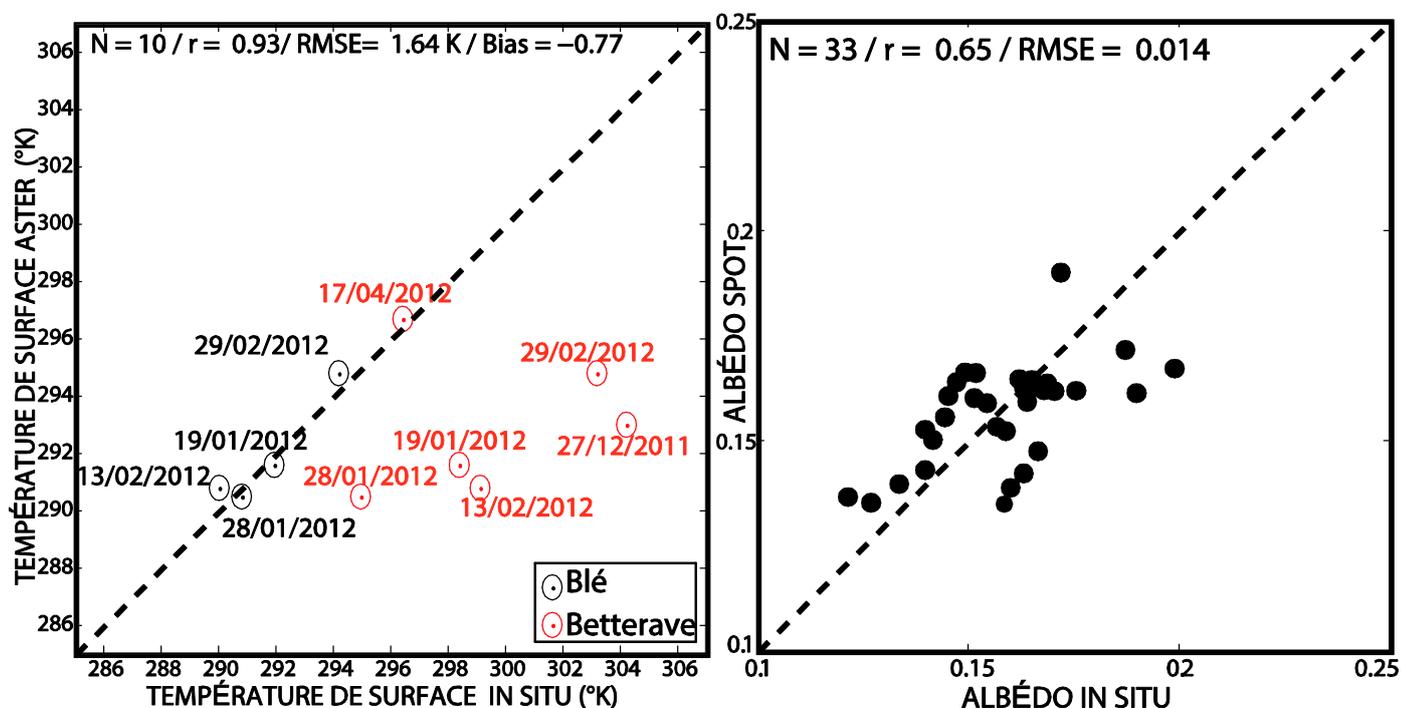


Figure 53: (a)Validations des données de température de surface ASTER et (b) des albédos SPOT5 et SPOT4 (Take5).

Il existe plusieurs approches pour obtenir l'albédo de surface, du plus simple en utilisant une combinaison linéaire de bandes par régression multi-linéaire, aux modèles complexes de transfert radiatif (Liang, 2004). Nous avons opté pour la technique de régression multi-linéaire, déjà testé par Courault et al. (2008) et Bsaibes et al. (2009). Cependant, n'ayant pas trouvé de travaux spécifiques aux capteurs SPOT5 et SPOT4 (Take 5) dans la littérature, nous avons construit notre propre relation entre les réflectances provenant du capteur SPOT5 et l'albédo mesuré. L'albédo observé a été obtenu à partir du rapport des

rayonnements courtes longueurs d'onde réfléchies sur courtes longueurs incidente mesuré par le capteur CNR1, à l'heure de passage du satellite. Ainsi, nous avons testé plusieurs combinaisons, avec les différentes bandes. La meilleure relation trouvée, présentée sur la figure 53-b est une combinaison des bandes rouge et proche infrarouge :

$$\alpha = 0.620\rho_{red} + 0.406\rho_{PIR} \quad (\text{Équation 70})$$

Ces coefficients sont assez proches de ceux trouvés par Courault et al. (2008) : 0.620 contre 0.645 et 0.406 contre 0.382 pour ρ_{red} et ρ_{PIR} , respectivement.

4) Les coefficients cultureux

Plusieurs études ont déjà été faites pour pouvoir établir un coefficient cultural spécifique aux cultures de notre région d'étude (Duchemin, 2006 ; Er-Raki, 2007, 2009), mais aucune de ces études ne portait sur la culture de betterave. Ainsi, nous avons eu l'occasion d'établir pour la première fois, à partir des mesures, la relation entre le K_{cb} de la betterave et les valeurs interpolées du NDVI (Diarra et al., 2017).

Pour ce faire, on a établi la relation entre le K_{c_act} (valeurs instantanées du K_c) et le NDVI provenant du CROPSCAN (Figure 54). La valeur de K_{c_act} est obtenue à partir de :

$$K_{cb} * K_s + K_e = K_{c_act} = \frac{ET}{ET_0} \quad (\text{Équation 71})$$

Deux groupes de points ont été éliminés: le premier groupe (dans le cercle noir, Figure 54), caractérisé par des valeurs élevées de K_{c_act} et des valeurs faibles de NDVI, qui correspondent à des périodes dominées par l'évaporation du sol, donc indépendante du NDVI (Tasumi et al., 2005). Le deuxième groupe (dans le cercle rouge) est caractérisé par des valeurs élevées de K_{c_act} et des valeurs moyennes de NDVI, qui correspondent aussi à une période de forte évaporation ; même si le NDVI est à une valeur moyenne, le système d'irrigation par goutte-à-goutte maintient le sol humide. Les points retenus pour la relation (contours noirs) correspondent à une période où la plante n'est pas stressée ($K_s \rightarrow 1$, dans l'équation 71 et où l'évaporation du sol est très faible ($K_e \rightarrow 0$, dans l'équation 71. Après ce processus de sélection, une équation linéaire a été établit :

$$K_{cb} = 1.34 (NDVI - NDVI_{min}) \quad (\text{Équation 72})$$

Il est intéressant de noter que peu d'études ont été faites sur le K_{cb} de la betterave, en climat semi-aride. Ainsi, les résultats de Burnet (2007) et de D'Urso et Belmonte (2006), avec

des coefficients de la droite : $a= 1.56$ et $b= 0.1$, vont dans le même sens que les nôtres. En outre, Burnet (2007) a affirmé que les cultures en rang, comme la betterave, sont connues pour avoir une relation beaucoup plus linéaire que les cultures homogènes. Cette relation pourrait être d'une grande utilité dans les autres zones irriguées du Maroc, comme le Gharb, Tadla et Doukkala, qui possèdent les plus grandes superficies de betterave sucrière cultivées (Akhannouch, 2011).

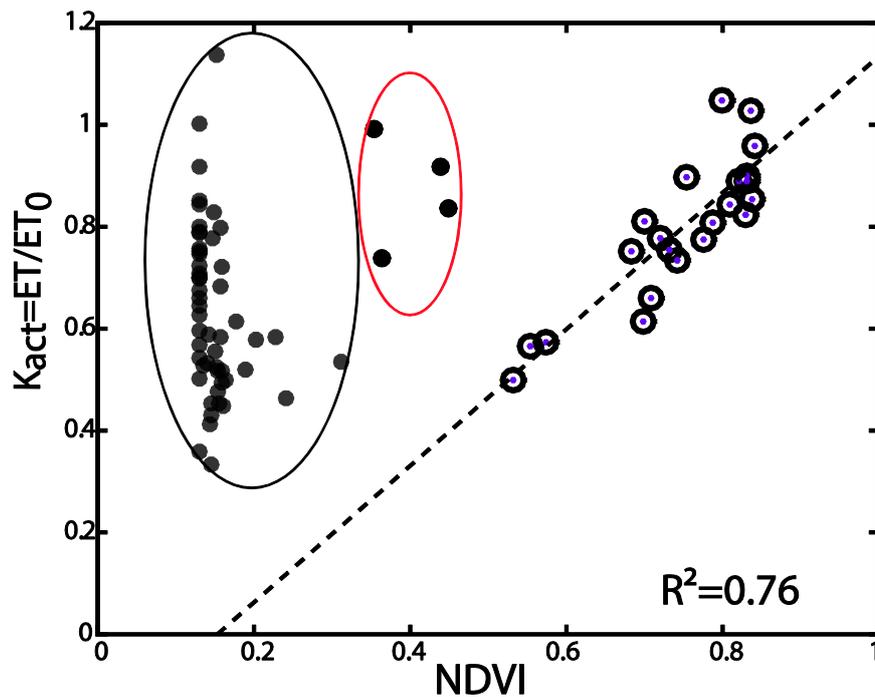


Figure 54: Relation Kcb-NDVI pour la culture de betterave 2011-2012.

II. Évaluations des modèles à l'échelle stationnelle

Après avoir traité et analysé la qualité des nombreuses données d'entrées, nous avons pu évaluer les outils TSEB et FAO-56 (approche à double coefficient cultural) à l'échelle des sites instrumentés.

1) Cycle saisonnier de l'évapotranspiration

La figure 55 montre le cycle saisonnier de l'évapotranspiration (mm/jour) sur les 4 sites instrumentés, simulé par les deux modèles (TSEB et FAO-56), ainsi que les précipitations et les apports d'eau par irrigation. Il est important de noter qu'à l'échelle des parcelles, le modèle TSEB est forcé avec les données de température de surface mesurées. De ce fait, les valeurs journalières (moyenne entre 9h et 17h) sont le résultat de la somme des

valeurs semi-horaires (W/m^2), convertis en mm/jour. La même procédure a été utilisée pour les mesures d'eddy covariance.

De manière générale, le cycle saisonnier est assez bien reproduit par les 2 modèles sur les 4 sites. Le cycle saisonnier est caractérisé par de faibles valeurs en début de saison (émergence de la culture), suivi par une augmentation de l'ET (phase de développement), jusqu'à son pic (maximum de développement), avant de décroître pendant la période sénescence de la culture en fin de cycle. La phase d'augmentation de l'ET est le résultat des effets combinés de l'augmentation de l'énergie disponible, effet pris en compte par le rayonnement net dans le modèle TSEB et par l' ET_0 dans le modèle de la FAO-56, et du développement du couvert végétal, pris en compte par la fraction du couvert dans TSEB et par le K_{cb} dans le modèle FAO-56. En outre, les fluctuations observées au cours de la saison, peuvent être expliquées par des variations temporaires de l'énergie disponible, due à une couverture persistante, ou suite à un apport d'eau d'irrigation qui conditionnent fortement l'évapotranspiration.

Après l'irrigation du 5 Mars, une augmentation de l'ET à 5 mm/jour est observée, suivie d'une phase de maintien et d'une baisse (jusqu'à 2.2 mm/jour), conséquence de l'assèchement de la zone racinaire. Suite à l'irrigation du 15 Mars, l'ET ré-augmente. Durant ce laps de temps, on observe un très bon accord entre les modèles et la mesure. Ceci met en évidence la capacité des deux modèles à bien reproduire le comportement complexe de l'ET, avant et après une irrigation.

Par contraste, suite à l'irrigation du 7 Mai sur la même parcelle de blé 2011-2012, on observe une nette surestimation du modèle FAO-56 alors que le modèle TSEB ne réagit presque pas. Cette surestimation de la FAO-56 suite à un apport d'eau, sur une culture en début de sénescence a déjà été observée par Er-Raki et al. (2007). Concernant le modèle TSEB, la différence $T_s - T_a$ qui gouverne sa prédiction, ne change pas beaucoup (de 2.2 °K à 0.7 °K), mais elle est associée à une baisse de l'énergie disponible (de 890 à 770 W/m^2) qui explique certainement cette faible réaction de TSEB.

Le même type de remarque peut être fait sur la parcelle de blé Nord 2012-2013, suite à l'irrigation du 13 Février. Dans ce cas, c'est l'évaporation du sol qui est surestimée par la FAO-56, car la végétation n'est pas encore bien développée. Or, malgré l'utilisation d'un K_{cb} calibré sur la parcelle de betterave 2011-2012 (Équation 72), on observe toujours une surestimation de l'ET (dominée par l'évaporation à cette période de la culture). Elle est donc

imputable au modèle FAO-56, comme ont déjà pu le rapporter d'autres auteurs (Allen et al., 2005 ; Er-Raki et al., 2009). Durant cette même période, le modèle TSEB donne de meilleures estimations de l'ET.

Enfin, durant le mois de Mai, un fait intéressant se produit sur la parcelle de betterave 2011-2012. En effet, on observe une chute de l'ET (dominée à ce moment-là par la transpiration) de 4.1 à 1.9 mm/jour, conséquence du retrait des mauvaises herbes de la parcelle (Figure 55-b). Une chute bien reproduite par les deux modèles, mais dues à des processus différents :

- la chute a été capturée par le K_{cb} pour le modèle de la FAO-56 ; en effet, c'est grâce aux mesures hebdomadaires du NDVI par le CROPSCAN que la chute du K_{cb} a pu être capturée, car en l'absence de stress ($K_s = 1$), c'est le K_{cb} qui gouverne la transpiration. Par contre, même les capteurs à haute résolution en orbite jusqu'à un passé récent (ASTER, LANDSAT et SPOT) n'auraient certainement pas pu capturer cette chute rapide du NDVI avec leur répétitivité mensuelle. Cela souligne l'importance d'une bonne résolution temporelle, comme celle des données du capteur Sentinel-2 de l'ESA (lancé en 2016) (Drusch et al., 2012),
- pour le modèle TSEB, c'est une augmentation de la température de surface de 7 °K (du 14 au 25 Mai), due à l'augmentation de la surface de sol nu sec par l'enlèvement des mauvaises herbes, qui a permis de capturer cette chute de l'ET.

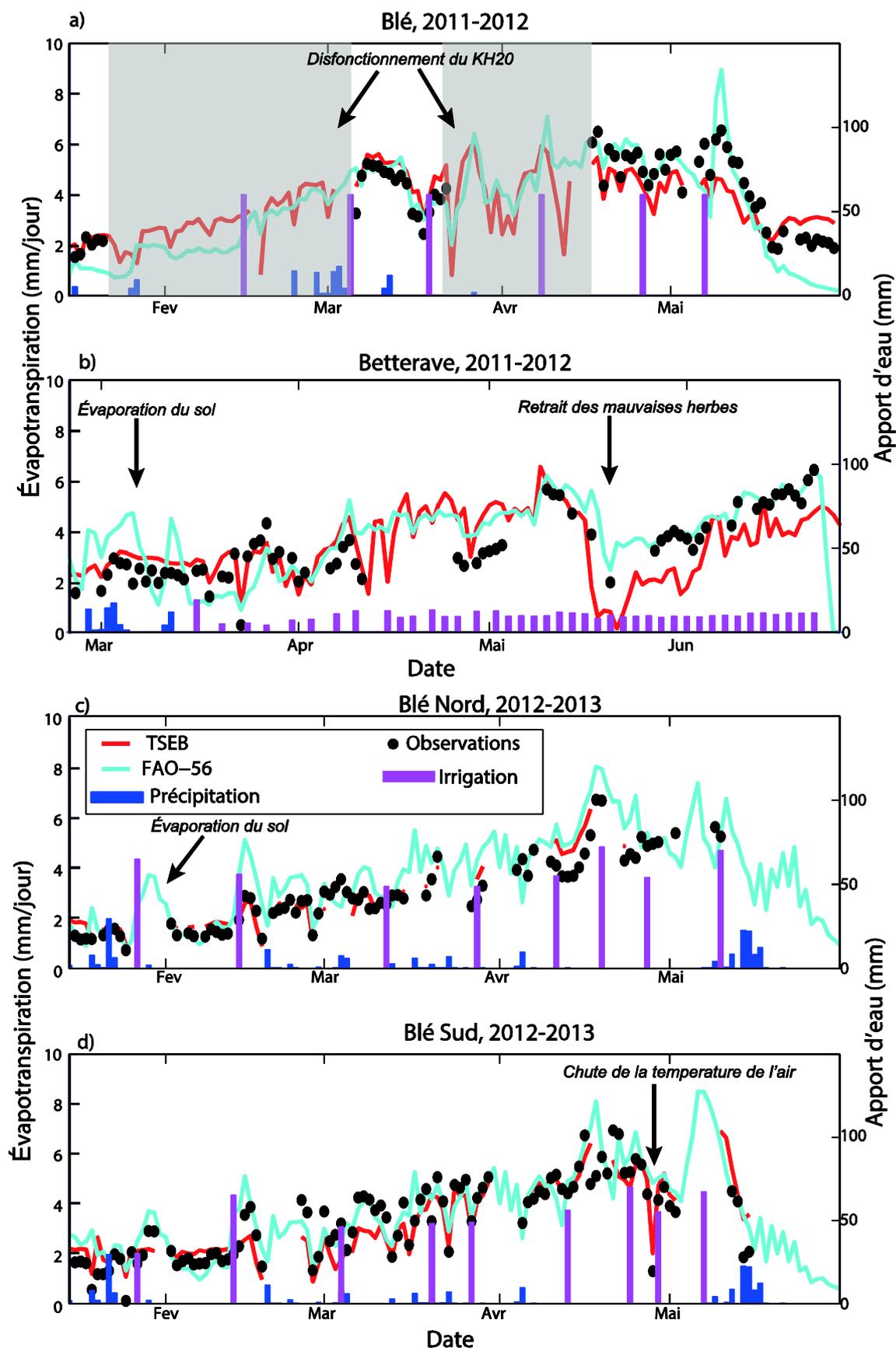


Figure 55: Cycle saisonnier de l'ET, simulé par les deux modèles sur les deux saisons 2011-2012 et 2012-2013.

2) Évapotranspiration par phases de développement

Nous avons évalué les performances des deux approches en tenant compte des stades phénologiques. Selon le formalisme de la FAO-56, le cycle de développement des cultures est subdivisé en quatre phases: (1) la phase initiale, qui s'étend du semis à environ 10% de la couverture du sol, (2) la phase de développement, qui suit et se termine en plein développement végétatif, (3) la phase mi-saison, qui se termine par le début de la chute, et (4) la phase de sénescence (Allen et al., 1998 ; Er-Raki, 2007).

La figure 56 montre la comparaison entre les ET observées et les ET simulées par les deux modèles en fonction de ces stades phénologiques, les statistiques associées sont reportées sur le tableau 4.

On constate tout d'abord que le modèle TSEB présente une RMSE ne dépassant pas 1 mm/jour, quelque soit le site, alors que le modèle de la FAO-56 présente une RMSE de respectivement 1.15 et 1.07 mm/jour pour la parcelle de betterave 2011-2012 et de blé Nord 2012-2013. On observe aussi que c'est sur la parcelle de betterave 2011-2012 que les deux approches présentent leurs plus mauvaises performances. Les performances limitées de l'approche FAO-56 sont attribuées à la nécessité de connaître les apports en eau de manière précise alors que cette information est difficile à obtenir à l'échelle parcellaire et d'autant plus sur une parcelle irriguée par goutte-à-goutte. Pour le modèle TSEB, plusieurs raisons peuvent être évoquées : (1) pour les cultures en rang comme la betterave (architecture qu'elle conserve durant une grande partie de son développement), l'ET est une fonction complexe entre le bilan d'eau et le bilan d'énergie. Cette hétérogénéité associée à la variation journalière de l'ensoleillement affecte la performance des modèles de bilan d'énergie, comme déjà rapporté par Heilman et al. (1994), Ortega-Farias et al. (2007) et Zhao et al. (2015). En outre, le fait que les goutteurs ne sont disposés qu'en dessous des plantes de betterave, rend les inter-rangs secs et l'état hydrique très hétérogènes; (2) l'utilisation de la valeur standard de 1.3 du coefficient de Priestley-Taylor, qui est connue pour être plus faible sur les surfaces sèches (Yang et al., 2015) ; (3) l'utilisation de la version série du modèle TSEB, dans lequel on suppose un sol complètement couvert et une interaction entre les deux composantes, alors que l'architecture en rang de la betterave fait que le sol peut directement interagir avec l'air ambiant, ce qui correspond à la version parallèle de TSEB. Renforçant cette hypothèse, on observe une amélioration de 23% du RMSE et 7% du r en utilisant la version parallèle, sur la parcelle de betterave, tandis que sur le blé, la version série donne de meilleurs résultats avec

une amélioration de 15% du RMSE et 5 % du r. Kustas & Norman (1999, 2000) et Blyth & Harding (1995) ont déjà montré que la version série était plus adaptée aux couverts homogènes.

Globalement, les comportements des deux approches sont assez proches avec des performances similaires pour les phases d'émergence, de croissance et autour du pic de croissance des cultures. Les performances de TSEB sont sensiblement dégradées durant la période de sénescence. Comme déjà souligné par Morillas et al. (2013), ces mauvaises performances peuvent être attribuées à l'utilisation empirique de la partition entre végétation verte et sénescence dans le modèle TSEB (voir ci-dessus). De même pour TSEB, les changements de propriétés radiative de la végétation sénescence tel que l'albédo, qui influe sur la quantité d'énergie (Merlin et al., 2014) et surtout au niveau du sol, à travers le coefficient (Γ) ne sont pas représentées. Enfin, l'effet de paille (présence de paille en période de sénescence) sur la rugosité est difficilement pris en compte, comme déjà rapporté par Merlin et al. (2014) et Kustas et al. (2016).

En conclusion, les deux approches offrent d'assez bonnes performances dans la prédiction de l'ET, malgré quelques écarts dans certaines conditions spécifiques.

Tableau 4: Statistiques de comparaison entre les valeurs journalières des deux approches et les mesures *in situ*, pour les 4 stades phénologiques.

		Initial	Développement	Mi-saison	Sénescence
TSEB	r	0.68	0.85	0.70	0.77
	RMSE	0.63	0.59	0.97	0.99
	Biais	0.21	-0.07	0.66	-0.38
FAO-56 (approche à coefficient cultural double)	r	0.48	0.68	0.71	0.85
	RMSE	0.99	0.94	1.08	1.08
	Biais	0.35	0.51	0.56	0.02

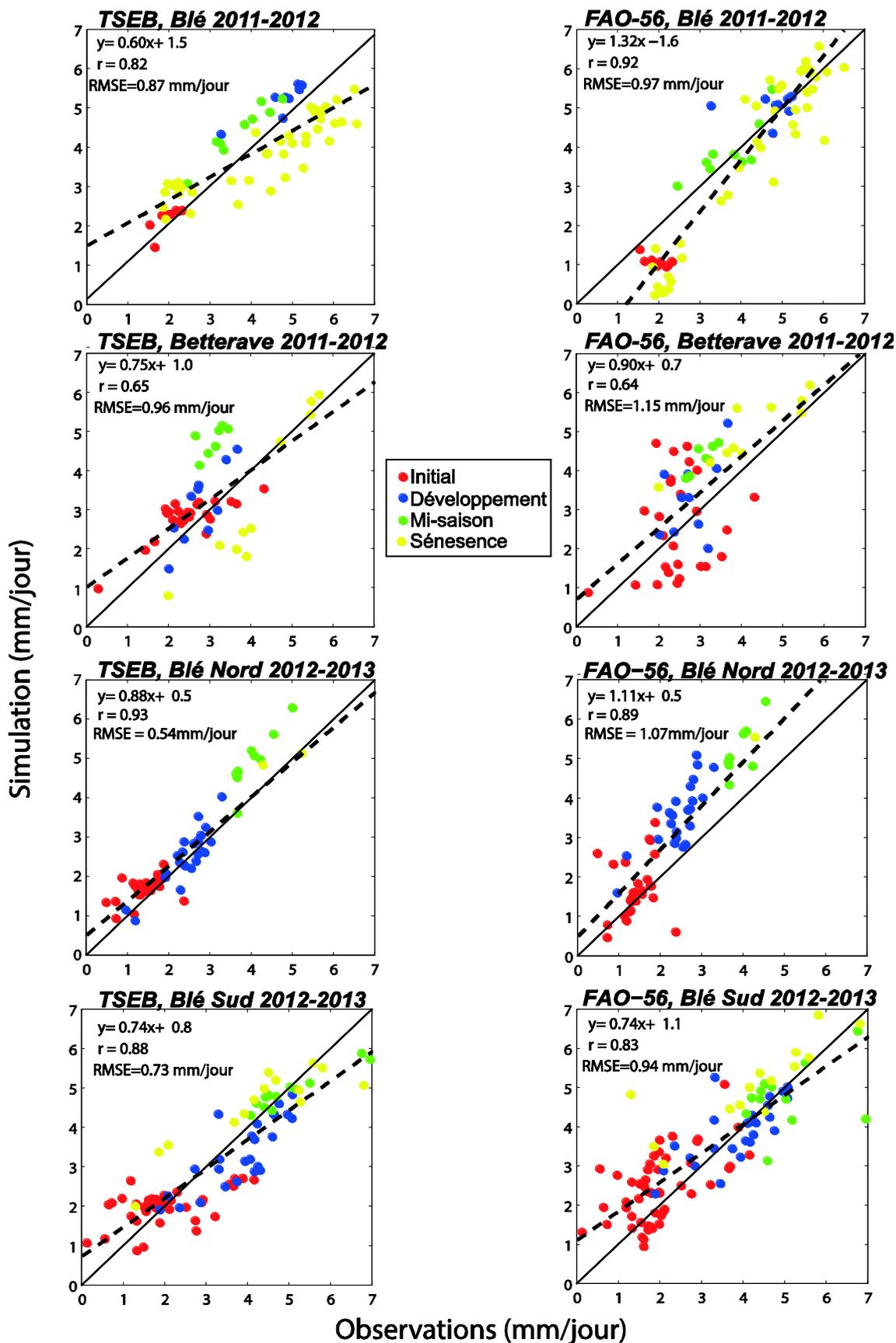


Figure 56: L'évapotranspiration simulée par les deux modèles (TSEB et l'approche à coefficient culturel double de la FAO-56) pour les 4 stades phénologiques.

3) Autres composantes du bilan d'énergie

Les erreurs sur l'estimation des composantes R_n , G ou H du bilan d'énergie peuvent se propager sur les estimations de LE. Ces flux simulés par le modèle TSEB ont donc été comparés aux observations des quatre sites instrumentés (Figure 57). Les statistiques associées sont reportées sur le tableau 5.

Le rayonnement net (R_n) a été relativement bien simulé, avec une RMSE de 60 W/m². Cette valeur élevée du RMSE était due au fait que pour les premières simulations du modèle TSEB qu'on faisait en presque temps réel durant la saison agricole 2011-2012, on utilisait des valeurs uniformes des albédos du sol et de la végétation. Mais, en prenant un albédo spécifique du site (dérivé des deux composantes radiatives mesurées dans le domaine de l'onde courte), l'accord est meilleur avec une RMSE en dessous de 40 W/m².

Le flux G a été relativement bien simulé avec une RMSE de 37 W/m². Cependant, la dispersion observée sur le flux G est sûrement liée à la paramétrisation simpliste reliant G au rayonnement net au niveau du sol avec l'utilisation de Γ . Ce paramètre est connu pour être étroitement lié au type de sol, à l'humidité et à la couverture végétale. En d'autres termes, une surface de sol sèche et chaude, comme sur la parcelle de betterave en début de saison, compte tenu des espaces entre goutteurs, peut entraîner de grandes erreurs dans l'estimation de G. En effet, on constate que la surestimation de G lorsque le sol est partiellement couvert ($F_c < 0.5$) atteint 41 (W/m²) alors qu'elle est en dessous de 6 (W/m²) par la suite ($F_c \geq 0.5$).

Le flux de chaleur sensible a également été correctement simulé, avec une RMSE inférieur à 40 (W/m²) et un biais en dessous de 16 (W/m²), pour la plupart des sites. Les valeurs absolues sur l'ensemble des sites sont faibles parce que les surfaces étaient bien alimentées en eau par irrigation. Ainsi, la majeure partie de l'énergie disponible est dispersée par le flux de chaleur latente. En effet, excepté la parcelle de blé 2011-2012 qui a souffert d'un léger stress hydrique (avec un K_s qui atteint 0.45 à la fin du mois d'Avril), les valeurs de K_s sont généralement au dessus de la valeur seuil de 0.6 qui affecte le rendement (Toumi et al., 2016 ; Hadria et al., 2007).

Tableau 5: Statistique sur la comparaison entre les flux (H, Rn et G) mesurés au niveau des stations d'eddy covariance et simulés par TSEB, sur les 4 sites instrumentés.

	H (W/m ²)			Rn (W/m ²)			G (W/m ²)		
	r	RMSE	Biais	r	RMSE	Biais	r	RMSE	Biais
Blé 2011-2012	0.83	49.69	0.34	0.89	57.37	23.09	0.21	39.59	36.32
Betterave 2011-2012	0.64	40.03	-15.79	0.90	39.06	7.37	0.78	38.84	32.71
Blé Nord 2012-2013	0.67	25.82	-12.06	0.90	50.57	-14.54	0.14	23.09	3.55
Blé Sud 2012-2013	0.75	25.73	-5.51	0.92	59.01	-19.05	0.63	27.12	18.79

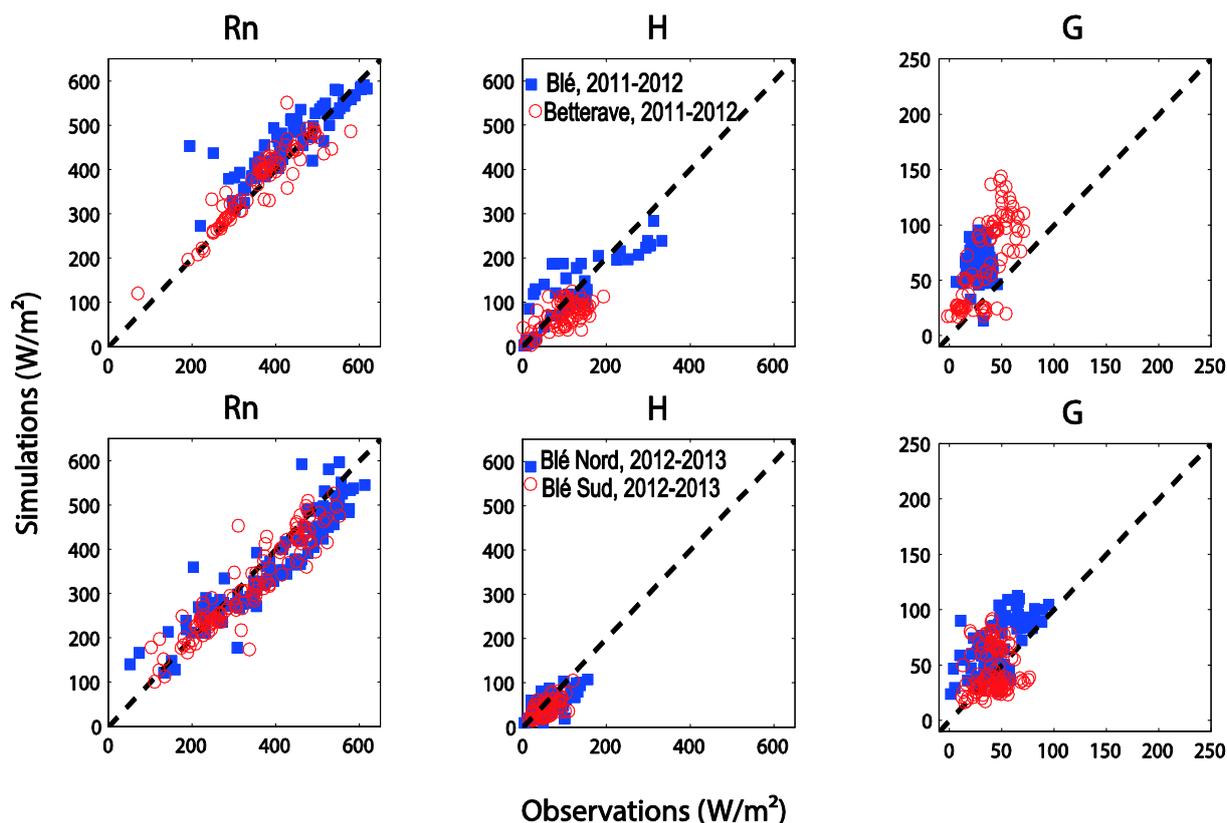


Figure 57: Comparaison entre les termes du bilan d'énergie (Rn, H et G), simulés par TSEB et mesurés au niveau des 4 stations d'eddy covariance.

Enfin, nous avons évalué les performances des deux versions de TSEB : série et parallèle, sur les 4 sites. Les comparaisons des statistiques pour les 4 composantes du bilan d'énergie est présentée à l'aide du digramme de Taylor (Taylor, 2001) (Figure 58). Ce diagramme est une façon concise de présenter à la fois le ratio entre la variance du modèle et la variance des données observées, le coefficient de corrélation r et la RMSE entre les simulations et les observations normalisées par la variance du jeu de données. Ainsi, plus les points sont éloignés de la référence (le point noir sur l'axe des abscisses), plus la RMSE normalisée est élevée.

Nous retrouvons les bonnes performances de TSEB à reproduire l'énergie disponible, les fortes difficultés à reproduire le flux de conduction G dans le sol à cause de la paramétrisation simpliste du calcul de ce flux, déjà évoquée. Concernant les flux convectifs, à part pour l'approche parallèle sur les deux sites de blé 2011-2012 et blé Nord 2012-2013 et l'approche série pour la betterave, les performances sont acceptables pour le flux de chaleur sensible. Les performances sont bien meilleures pour le flux de chaleur latente avec des coefficients de corrélation supérieurs à 0.75 pour l'ensemble des sites et pour les deux algorithmes de résolution. L'approche série est systématiquement meilleure que l'approche parallèle pour tous les sites de blé alors que c'est l'approche parallèle qui donne de meilleurs résultats pour le site de betterave. Pour ce dernier cas, l'algorithme de résolution en parallèle semble logiquement plus adapter aux cultures en rang si l'inter-rang est suffisamment large ce qui semble être le cas pour la betterave, du moins durant une grande partie de son développement. Il est intéressant de noter que plusieurs auteurs ont déjà mis en évidence des résultats similaires sur plusieurs types de couverts (Kustas et al., 1999 ; Cammalleri et al., 2010 ; Bigeard, 2014).

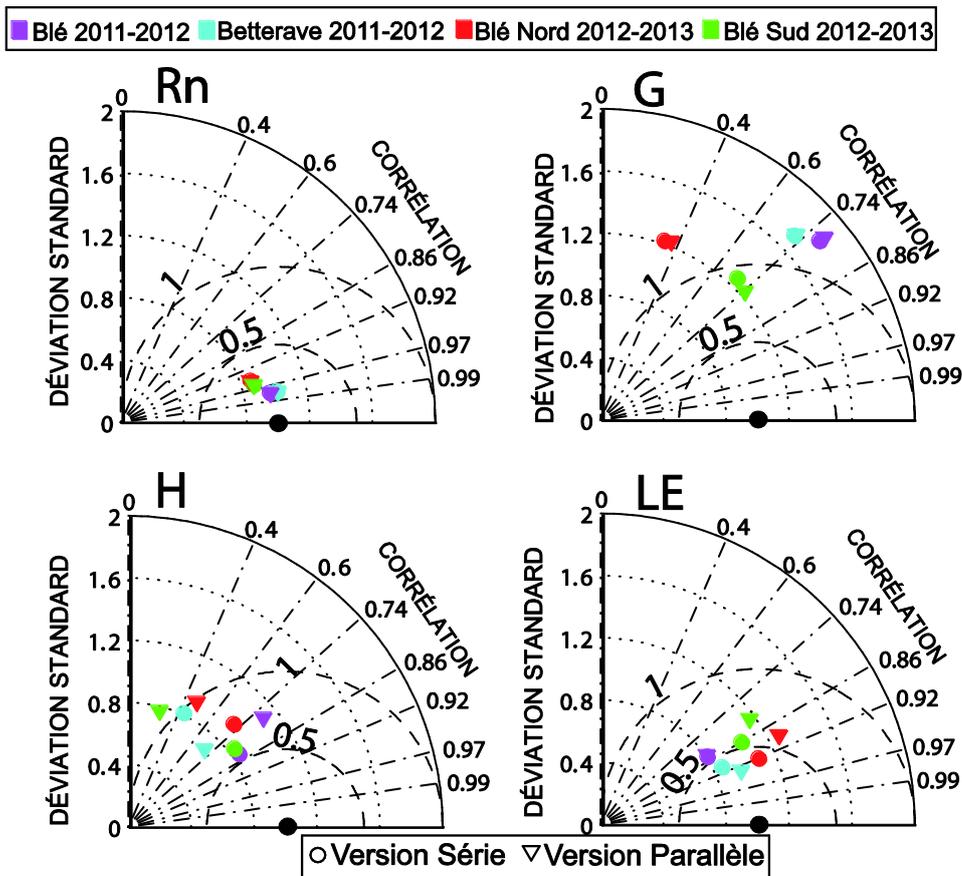


Figure 58: Diagramme de Taylor des 4 composantes du bilan d'énergie, sur les 4 sites instrumentés.

4) Détection du stress hydrique

La détection du stress hydrique sur les cultures en développement est d'une importance primordiale pour la planification de l'irrigation. Nous avons opté pour l'utilisation d'un indice de stress (SI ou Stress Index) élaboré par Boulet et al. (2007) qui est défini comme le complément à 1 du rapport entre l'évapotranspiration en conditions réelles (ET) et l'évapotranspiration en conditions potentielles (équivalent de l' ET_c de l'approche FAO-56). Ainsi par soucis d'uniformité, l'équation prend la forme suivante:

$$SI = 1 - \frac{ET}{ET_c} \quad (\text{Équation 73})$$

Les valeurs de SI se situent entre 1 (pour une surface totalement stressée) et 0 (pour une surface non stressée). L'évapotranspiration en conditions potentielles est calculée par le modèle «Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration» ou SPARSE (Boulet et al., 2015). Le modèle SPARSE est similaire à l'approche TSEB, mais sans introduction de l'hypothèse de Priestley-Taylor pour la transpiration des plantes, et avec une linéarisation de l'ensemble des équations du bilan d'énergie comme décrit dans Choudhury and Monteith (1988).

La figure 59 présente la comparaison entre le stress simulé, avec l'ET correspondant à la simulation des modèles, et le stress observé, avec l'ET correspondant à la mesure par eddy covariance, pour les trois sites de blé instrumentés des deux saisons agricoles 2011-2012 et 2012-2013. La parcelle de betterave n'a pas été considérée, car (1) le système d'irrigation goutte-à-goutte maintient l'évapotranspiration près du taux potentiel de sorte qu'un stress hydrique est très peu probable et (2) la forte incertitude sur les apports d'eau pénalise fortement les performances de l'approche FAO-56, comme évoqué plus haut.

Bien que la dispersion observée soit relativement forte, le coefficient de stress est assez bien reproduit par les deux modèles avec des coefficients de corrélation de 0.62 et 0.69 pour respectivement, TSEB et FAO-56 sur l'ensemble de la gamme de stress. Les valeurs négatives simulées pour l'approche de la FAO-56 sont attribuées à une très faible évapotranspiration potentielle, se produisant principalement au début de la saison de croissance lorsque la FAO-56 est connue pour surestimer l'évapotranspiration. Par contraste, les modèles se comportent différemment pour les valeurs modérées de stress (≤ 0.3) et pour les valeurs plus fortes (≥ 0.3). Afin de mettre en évidence ces comportements contrastés, les lignes de régression linéaire sont superposées sur la figure 59 (ligne rouge pointillée pour

TSEB et bleu pointillée pour la FAO-56) pour les deux gammes. Si les deux approches donnent une pente similaire pour les faibles valeurs du coefficient de stress, la FAO-56 semble mieux reproduire les valeurs les plus élevées du stress. L'apport d'un état hydrique de surface estimé directement par la résolution du bilan hydrique avec la FAO-56 est indéniable ici alors que la température de surface, marqueur indirect de ces conditions hydriques de surface pour TSEB ne semble pas aussi réactive. Ceci corrobore les résultats de Bigeard et al. (2017, en préparation) qui a mis en évidence un comportement similaire entre un modèle SVAT couplé à un modèle de transfert radiatif dans le domaine infrarouge thermique et TSEB. Pour cela, ces auteurs ont modifié le contenu en eau du sol dans le modèle SVAT et ont calculé la perturbation équivalente de la température de surface radiative qui a finalement été utilisée pour forcer TSEB. Le changement en termes d'évapotranspiration prédit était beaucoup plus élevé avec le modèle SVAT que pour TSEB. Néanmoins, bien que la FAO-56 soit mieux adaptée pour détecter des contraintes élevées de stress, la principale conclusion est que le modèle TSEB pourrait présenter une alternative intéressante pour détecter des stress modérées en particulier pour une application à large échelle, lorsque les informations sur les apports d'eau ne sont pas connues.

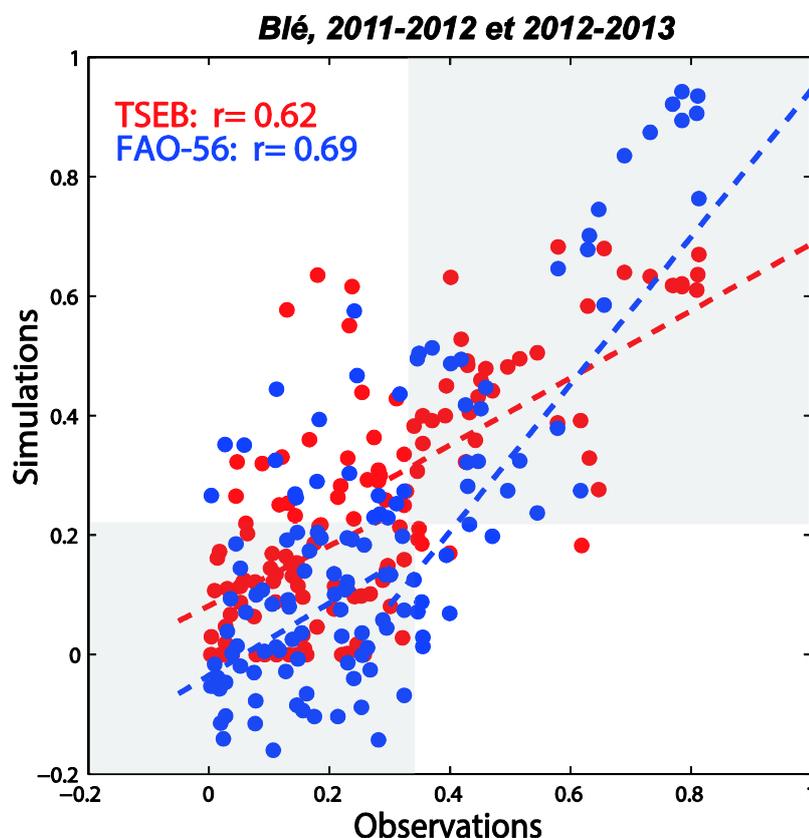


Figure 59: Comparaison de l'indice de stress SI observé et simulé, par TSEB et par l'approche à double coefficient cultural de la FAO-56, sur les 3 parcelles de blé.

5) Partition de l'évapotranspiration

Le suivi de l'irrigation ainsi que les mesures d'humidité superficielle des parcelles avoisinant les stations instrumentées de blé et betterave 2011-2012 (Figure 31), ont été exploités pour évaluer, indirectement, la performance du modèle TSEB à partitionner l'ET à partir des données de télédétection. Fautes de mesures directes de la transpiration ou de l'évaporation du sol sur ces parcelles, les mesures d'humidité superficielle sont considérées ici comme un marqueur de l'évaporation du sol. TSEB est forcé par les données satellitaires SPOT5 et ASTER et les données climatiques sont les mêmes que celles utilisées pour l'évaluation à l'échelle stationnelle.

La figure 60 représente la relation entre l'évaporation du sol simulée, par TSEB et par la FAO-56 et les mesures d'humidités superficielles. L'échelle de couleur indique les valeurs de LAI, dérivées des photos hémisphériques prises en parallèle des mesures d'humidités.

En considérant toutes les données, les relations sont très faibles avec un coefficient de corrélation 0.40 pour la FAO-56, et même négatif pour TSEB avec un coefficient de -0.13. Cependant, en ne considérant que les données lorsque la végétation est éparse ($LAI \leq 1.5 \text{ m}^2/\text{m}^2$), les performances sont meilleures pour les deux approches avec un coefficient de 0.92 pour la FAO-56 et 0.82 (significatif à 99% suivant un test-t) pour le modèle TSEB. Lorsque la végétation est très bien développée (LAI élevé), elle constitue un bouclier qui limite l'énergie disponible au niveau du sol, donc rend difficile une estimation précise de l'évaporation. Ce processus est représenté par la fonction exponentielle négative de LAI pour calculer l'énergie disponible au niveau du sol dans TSEB (Équation 36), et à travers le taux de couverture végétale par le modèle FAO-56 (Équation 56). Cette très bonne performance du modèle de la FAO-56 n'est pas très surprenante car nous avons suivi les apports en eaux sur ces parcelles, ce qui rend la résolution du bilan hydrique plus précise (diminue l'incertitude sur le calcul de K_e).

La bonne performance observée du modèle TSEB ouvre donc des perspectives intéressantes pour (1) la prédiction de l'évaporation du sol ; (2) l'inversion de l'humidité superficielle, à partir des produits satellites dérivés de l'infrarouge thermique comme déjà testé par Hain et al. (2008). L'infrarouge thermique offre de meilleures résolutions que celles fournies par les capteurs microondes passifs actuellement en orbite comme « Soil Moisture and Ocean Salinity » ou SMOS (Kerr et al., 2001 ; Hain et al., 2011) même si des produits désagrégés existent désormais (Merlin et al., 2010).

Par la suite, nous avons également comparé la transpiration simulée par les deux modèles aux mesures de transpiration par isotopie (Tableau 6). Les deux campagnes de mesure de la transpiration ont été faites lorsque le blé était bien développé ($F_c \geq 0.7$) ; l'une après une irrigation de la parcelle (Blé, 2011-2012) et l'autre avant une irrigation de la parcelle (Blé Sud, 2012-2013). Cependant, sur la parcelle de blé 2011-2012, les mesures ont été effectuées quelques jours après l'irrigation. Le sol s'était légèrement asséché, d'où un pourcentage d'évaporation représentant 31 %, en moyenne sur les trois jours. En 2012-2013, le sol était complètement sec et la part de d'évaporation chute à 20%.

Tableau 6: Pourcentages de transpiration mesurée par Isotopie et simulée par les deux approches TSEB et FAO-56, sur les sites de Blé 2011-2012 et Blé Sud 2012-2013.

	LAI (m^2m^{-2})	F_c	%T TSEB	%T FAO-56	%T Isotopie
22/02/2012	2.1	0.73	52	95	73
23/02/2012	2.2	0.74	53	96	59
24/02/2012	2.2	0.75	54	94	74
10/04/2013	3.8	0.89	74	100	83
11/04/2013	3.8	0.89	74	100	77

Ces résultats sont reproduits de façon contrastée par les deux modèles. TSEB donne des estimations de la transpiration assez raisonnables (53% contre 69% observée en moyenne sur les trois jours de 2011-2012 et 74% contre 80% observée pour 2012-2013). Le modèle de la FAO-56 montre une forte surestimation de la transpiration, avec une moyenne de 94% de transpiration. Cette surestimation sur la parcelle de blé 2011-2012, peut être expliquée par le fait que le coefficient d'évaporation K_e passe de 1 à 0.04 (0.04 en moyenne) juste après l'irrigation. Ainsi la forte demande évaporative rend le sol complètement sec et en absence de remontée capillaire, l'évaporation est totalement stoppée très rapidement. De plus, une surestimation du K_{cb} , peut être à l'origine de la surestimation de la transpiration, comme déjà observée par Er-Raki et al. (2007).

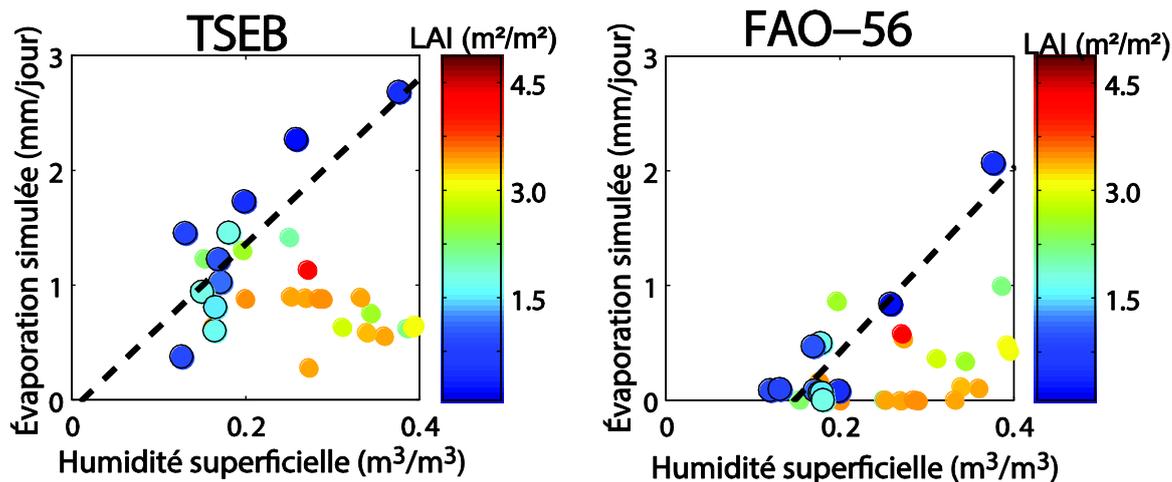


Figure 60 : Comparaison entre les évaporations du sol simulées par les deux modèles (TSEB et approche à double coefficient cultural de la FAO-56) et les mesures d'humidité superficielle.

6) Analyse de sensibilité sur les paramètres de TSEB

La bonne performance du modèle TSEB pour la simulation de l'ET, a été obtenue avec les valeurs standard des paramètres. Nous souhaitons évaluer ici l'éventuel apport d'une calibration pour améliorer ces performances. Pour cela, nous avons, dans un premier temps, identifier des paramètres ayant un impact significatif sur l'estimation de l'ET. Une simple analyse de sensibilité de type Monte-Carlo a été conduite pour identifier la sensibilité de la simulation de l'ET en fonction de variations réalistes des différents paramètres du modèle. La méthode utilisée ici est une simplification de la méthode proposée par Bastidas et al. (1999) et développée par Demarty et al. (2005) où un ensemble de 100 000 simulations est effectué. Chaque élément de l'ensemble est comparé à une simulation de référence, en utilisant une fonction coût égale à l'écart quadratique moyen entre la simulation et la référence. L'ensemble est divisé en deux sous-ensemble : le premier contient les simulations considérées comme acceptables (en appliquant un seuil sur la valeur du coût) et le second contient les autres simulations. Si la distribution d'un paramètre s'écarte significativement d'une distribution uniforme pour l'ensemble des simulations acceptables, on suppose que ce paramètre est sensible.

Parmi les paramètres initiaux (Figure 40), 3 sont connus pour avoir un impact significatif sur l'ET simulée: le coefficient de Priestley-Taylor (α_{PT}), le coefficient kapa et le coefficient empirique (Γ) reliant R_{nsoil} à G. Vu le faible nombre de paramètres à optimiser, une simple approche de type «force brute», consistant en une exploration systématique de l'espace des paramètres est adoptée. A titre d'illustration, la figure 61 montre le sous-domaine

de solutions acceptables, pour les deux parcelles de blé 2012-2013 (correspondant à une RMSE inférieur à 70 W/m²). Une remarque intéressante concerne le tunnel de faible RMSE le long de l'axe de kapa, pour les valeurs de α_{PT} entre 1.1 et 1.8 et de Γ allant de 0.1 à 0.4. Ceci signifie que, quelques soient les valeurs des trois paramètres les plus sensibles dans ce domaine, la RMSE sur l'ET est en dessous de 50 W/m². La solution optimale (c'est-à-dire celle qui minimise la RMSE) est marquée par une croix noire, tandis que celle avec les valeurs de littérature est marquée par une croix rouge. On remarque que les deux solutions sont très proches pour la parcelle de blé Sud, alors qu'elle diffère significativement pour la parcelle de blé Nord.

Une attention particulière a été donnée au paramètre α_{PT} car il agit sur la quantité d'énergie attribué au flux de chaleur latente et qu'il est l'un des paramètres les plus sensibles de TSEB. La plupart des études effectuées avec TSEB utilisent sa valeur générique (1.3) (Norman et al., 1995 ; Kustas et Norman, 1997 ; Bindlish et al., 2001 ; Anderson et al., 2007 ; Colaizzi et al., 2012 ; parmi d'autres). Ainsi, dans notre cas, la valeur standard de 1.3 donne des performances acceptables, sauf sur la parcelle de blé Nord, où la solution optimale serait obtenue avec une valeur de α_{PT} plus élevée (~2).

En conclusion, pour une application systématique de TSEB, les valeurs de littérature des trois paramètres les plus sensibles semblent bien adaptées dans la plupart des conditions pour la prédiction de l'ET. Leur calibration n'apporte qu'une amélioration très marginale dans la plupart des cas étudiés ici.

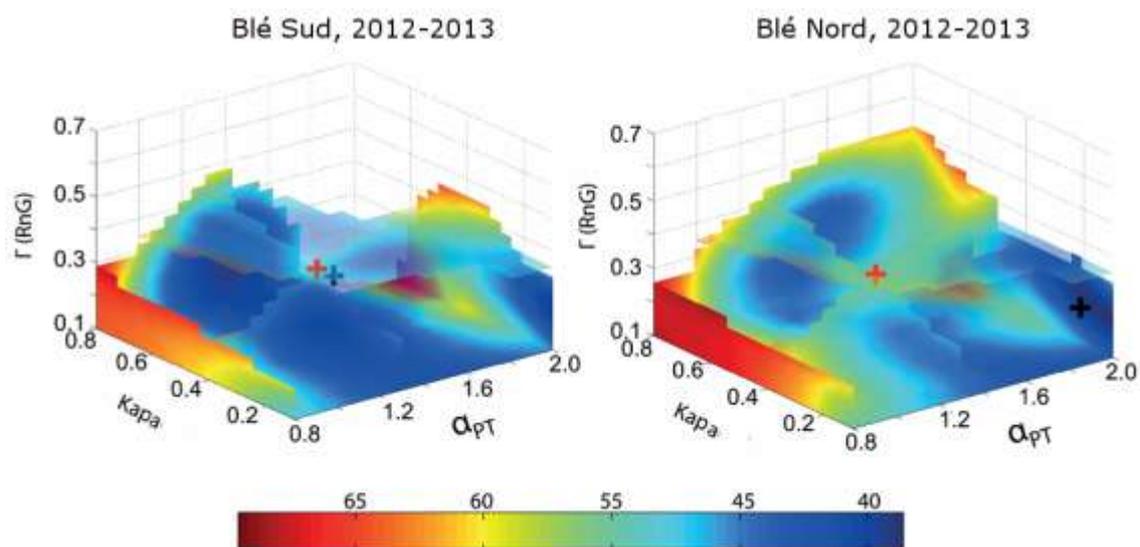


Figure 61: Analyse de l'effet de la variation des 3 paramètres sensibles (α_{PT} , kapa, Γ) de TSEB sur l'estimation de l'ET, sur les deux parcelles 2012-2013.

III. Application à l'échelle de tout le périmètre irrigué R3

1) Evaluation de TSEB à l'heure de passage du satellite ASTER

Enfin, dans une perspective d'application à tout un périmètre, nous avons évalué les performances de TSEB forcé uniquement par les produits satellitaires haute résolution (LAI, Fc, Ts et albédos...). Seules 5 dates d'acquisition ont été utilisées, 3 sur la betterave et 2 sur la parcelle de blé 2011-2012 à cause d'images nuageuses inexploitable et de dysfonctionnement de stations à certaines dates (Tableau 7).

Tableau 7: Liste des acquisitions ASTER, avec la mention de la raison du non utilisation de certaine date.

Date d'acquisition	Raisons du non utilisation
11/12/2011	Nuageuse
27/12/2011	Ok
19/01/2012	Ok
28/01/2012	Problèmes d'acquisition sur les stations d'eddy covariance
03/02/2012	Ok
13/02/2012	Ok
29/02/2012	Problèmes d'acquisition sur les stations
01/03/2012	Nuageuse
17/04/2012	Ok

Les valeurs extraites des pixels contenant les stations de blé et betterave 2011-2012 ont été comparées aux mesures par eddy covariance pour les images ASTER exploitables. La comparaison et les statistiques associées sont présentées sur la figure 62 et le tableau 8.

Bien que le nombre de points soit faibles pour tirer des conclusions définitives et compte tenu aussi de la différence de représentativités spatiales entre les mesures et les simulations, les statistiques sont dans la gamme de valeurs déjà publiées par (Chirouze et al., 2014 ; Choi et al., 2009 ; Xia et al., 2016). Rn est particulièrement bien prédit avec une RMSE de 10.7 W/m² et un biais presque absent. Il est intéressant de constater que, malgré la simple paramétrisation de G, ce dernier est relativement bien reproduit. Le fort biais est principalement du aux parcelles de betterave avant qu'elle ne soit bien développées ($F_c > 0.5$) (comme déjà évoque plus haut).

Le flux LE est aussi bien reproduit, avec une RMSE de 62 W/m². Il y a cependant une légère tendance de TSEB à sous-estimer H, surtout lorsque le LAI est faible (au début de la

saison de croissance : la date du 27/12/2011 pour la betterave, du 27/12/2011 et 19/01/2012 pour le blé. Cette sous-estimation est attribuée à une surestimation significative de G, principalement due à la très grande différence de représentativité spatiale entre les mesures de ce dernier et le pixel de 90 m d'ASTER, mais aussi à la paramétrisation simple de son calcul (Song et al., 2016).

Tableau 8: Statistiques (W/m^2) associées, à la comparaison entre les 4 composantes du bilan d'énergie simulée par TSEB et les valeurs estimées par les stations d'eddy covariance, à l'heure de passage du satellite.

	r	RMSE	Biais
LE	0.87	62	-27.3
H	0.43	84.6	-12.2
Rn	0.98	10.7	-4.4
G	0.75	96.5	87.7

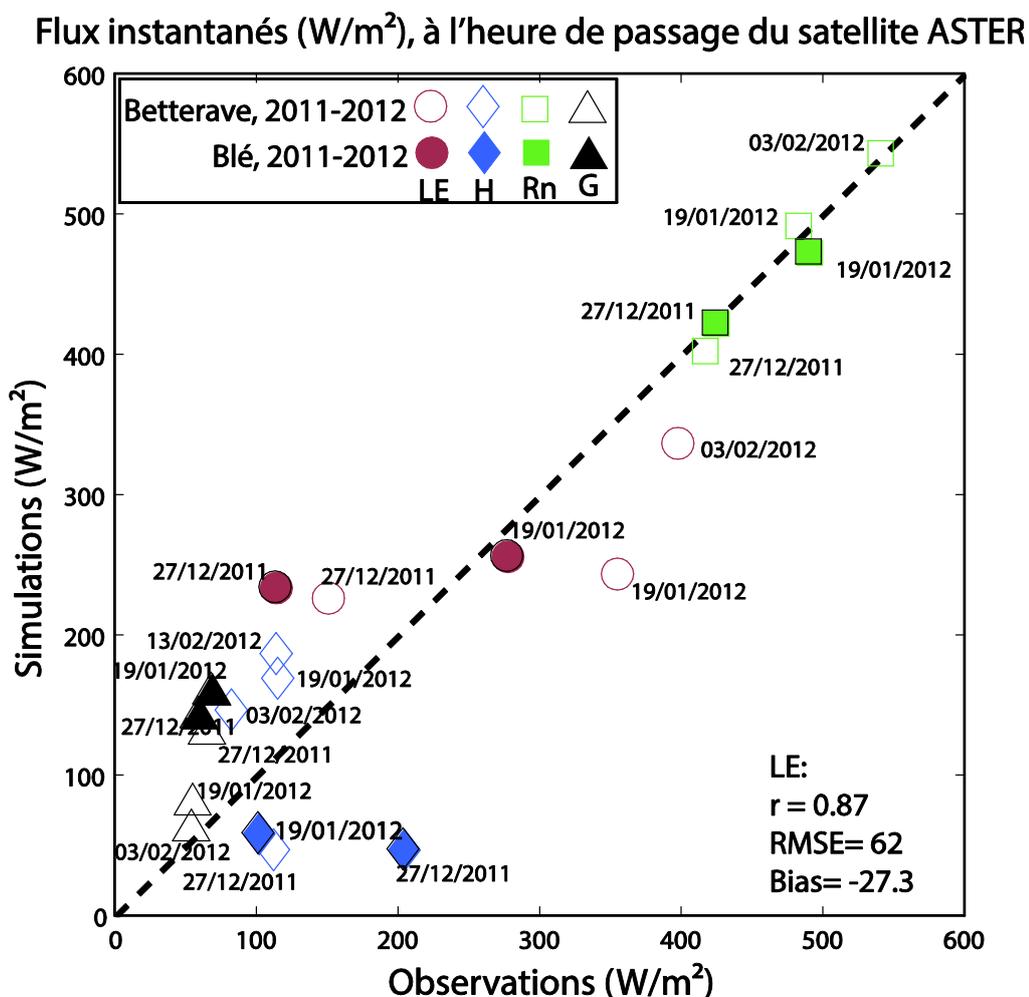


Figure 62: Comparaison des estimations instantanées du modèle TSEB par rapport aux mesures par eddy-covariance, des 4 composantes du bilan d'énergie. Les signes pleins correspondent aux données sur le blé 2011-2012, et les signes creux aux données sur la betterave 2011-2012.

2) Extrapolation de l'évapotranspiration instantanée en valeur journalière (mm/jour)

La valeur de l'ET en mm/jour est l'un des principaux indicateurs utilisés par les ingénieurs agronomes pour la planification de l'irrigation. Afin d'évaluer les possibilités d'extrapolations de l'estimation instantanée en valeurs journalière quotidiennement. Delogu et al. (2012) ont évalué différentes approches basées : (1) sur la conservation journalière de la fraction évaporative ($EF=LE/(Rn-G)$) ; (2) sur le cycle journalier de l'énergie disponible ; (3) basées sur l'extrapolation d'un facteur de stress à l'aide d'une valeur d'évapotranspiration potentielle instantanée. Nous avons utilisé une autre approche plus simple, basée sur le cycle journalier du rayonnement solaire entrant, une grandeur facilement accessible et qui ne présente pas une trop grande variabilité spatiale. L'approche proposée est décrite en détail par Ryu et al. (2012). Cette approche fait l'hypothèse que le cycle journalier de LE suit celui du rayonnement global potentiel (R_{gPOT}). Le R_{gPOT} peut alors être facilement calculé par (Liu & Jordan, 1960) :

$$R_{gPOT} = S_{sc} * \left[1 + 0.033 \cos \left(\frac{2\pi t_d}{365} \right) \right] \cos \beta * 3600 \quad (\text{Équation 74})$$

avec S_{sc} correspondant à la constance solaire = 1360 (W/m²) (Kopp et Lean, 2011), t_d correspond au jour de l'année, β correspond à l'angle zénithal solaire, calculé suivant Michalsky (1988), 3600 correspond aux nombres de seconde dans 1 heure. Ensuite, un facteur d'extrapolation est calculé par :

$$SF_d = \frac{R_{gPOT}}{R_{gPOTInt}} \quad (\text{Équation 75})$$

avec $R_{gPOTInt}$ correspondant au R_{gPOT} intégré sur la journée. Ainsi, l'évapotranspiration journalière (ET_j) (mm/jours) est donné par :

$$ET_j = \frac{ET_{inst} * 3600}{SF_d} \quad (\text{Équation 76})$$

avec ET_{inst} correspondant à l'ET instantanée fournit par TSEB. ET_j est ensuite divisé par la chaleur latente de vaporisation de l'eau.

La figure 63 montre, à titre illustratif, la comparaison entre les mesures *in situ* (converties en mm/jour, par la chaleur latente de vaporisation de l'eau) et les valeurs

instantanées de TSEB extrapolées, sur la parcelle de betterave 2011-2012. Cette simple approche d'extrapolation est prometteuse compte tenu de sa simplicité de mise en œuvre.

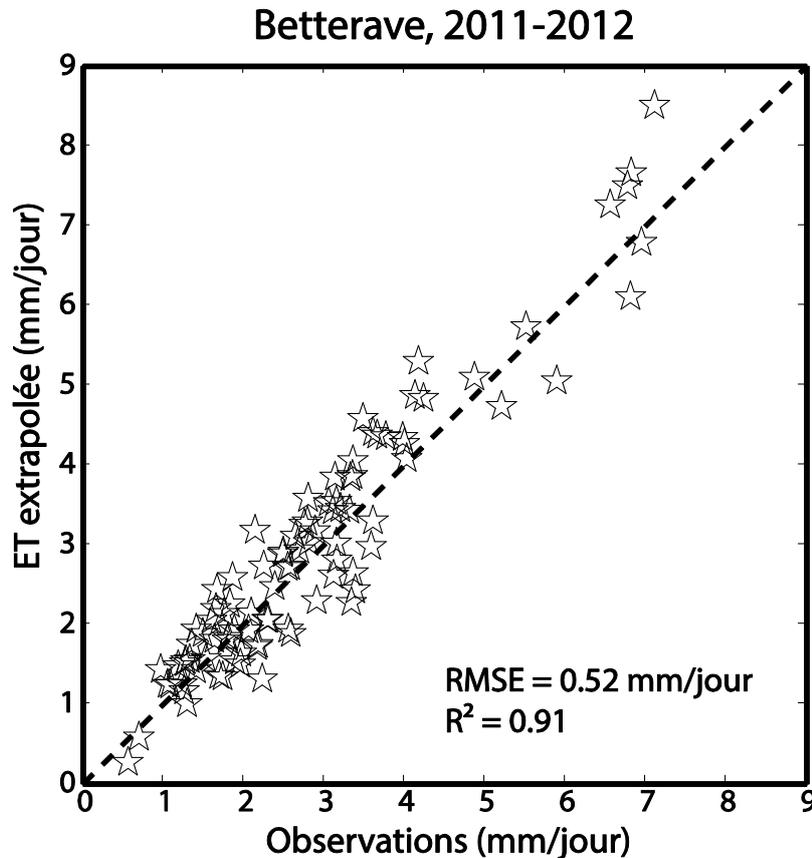


Figure 63: Extrapolation des estimations instantanée du flux de chaleur latente du modèle TSEB à l'heure de passage du satellite par la méthode de Ryu et al. (2012).

IV. Conclusion

Les principales conclusions tirées de ce chapitre:

– Le modèle TSEB simule assez bien l'ET sur l'ensemble des 4 sites, avec une RMSE toujours inférieur à 1 mm/jour. Par contre, l'approche à double coefficient cultural de la FAO-56 présente des RMSE assez élevés atteignant 1.19 mm/jour, lorsque les quantités d'eau d'irrigation sont incertaines, comme pour la parcelle de betterave irriguée par goutte-à-goutte. Et ces résultats du modèle TSEB sont à mettre en avant, quant on sait qu'ils ont été obtenus avec des valeurs de paramètres qui n'ont pas été très modifiés par rapport à la littérature.

– Pour des cas spécifiques tels que l'élimination des mauvaises herbes sur la parcelle de betterave, l'approche TSEB a également présenté un avantage. Avantage du fait que TSEB utilise à la fois la température de surface et NDVI. Ainsi, l'augmentation de

la température de surface associée à l'élimination des mauvaises herbes a permis au modèle de suivre la diminution observée de l'ET alors que l'approche à double coefficient de la FAO-56 n'a pas été capable de le suivre car le NDVI était saturé en raison de la couverture végétale élevée. En revanche, TSEB a montré de faibles performances pendant la phase de sénescence. Cela lui a été déjà relevé par plusieurs auteurs, avec comme possibilité d'amélioration une meilleure prise en compte du changement des propriétés radiatives des tissus sénescents des plantes dans le modèle (Merlin et al., 2014).

– La performance des deux approches pour détecter le stress hydrique sont assez similaire, du moins pour la première gamme de valeurs de stress (<0.3). L'approche à double coefficient de la FAO-56 surpasse TSEB pour la deuxième gamme de valeur (>0.3), montrant ainsi l'avantage de la résolution du bilan hydrique sur la température radiative de la surface pour évaluer l'état hydrique de la culture.

– Enfin, les deux approches sont capables de séparer l'ET en ses deux composantes, évaporation du sol et transpiration des plantes. Par manque de données continues telles que les mesures du flux de la sève, leurs performances en termes de partition ont été évaluées: (1) indirectement en corrélant les simulations d'évaporation du sol à l'humidité superficielle du sol. Lorsque le couvert est éparse ($LAI < 1.5 \text{ m}^2/\text{m}^2$), la corrélation est significative pour les deux modèles et légèrement meilleure pour l'approche à double coefficient de la FAO-56. Cependant, cette bonne performance de TSEB montre son potentiel pour l'estimation de l'humidité superficielle du sol lorsque la végétation est éparse. Cela pourrait représenter une valeur ajoutée significative pour les produits existant à partir de capteurs hyperfréquences (Pierdicca et al., 2012) disponibles à une résolution grossière ($> 40 \text{ km}$); (2) l'évaluation supplémentaire du partitionnement en comparaison des mesures de transpiration par analyse isotopique (isotope stable O^{18} et deutérium), montre une aptitude à la surestimation de la transpiration par l'approche à double coefficient de la FAO-56.

Chapitre V

Application de la technique de modélisation globale pour la prévision infra-journalière de l'évapotranspiration

Dans le chapitre précédent, nous avons pu constater que la dynamique de l'évapotranspiration (ET) est dépendante de nombreuses variables ce qui rend sa dynamique faiblement prévisible. Ainsi, pour étudier le comportement temporel de l'ET, l'approche basée sur la théorie des systèmes dynamiques non linéaires semble bien adaptée à un tel type de dynamique.

Il existe un aspect novateur lié à cette approche, car cette technique a été utilisée pour un très petit nombre de contextes environnementaux, avec encore moins de modèles obtenus qui peuvent reproduire la dynamique initiale. Stefan et al. (2016) ont appliqué cette approche à une série temporelle de cycles journaliers d'Efficacité d'Evaporation du Sol (ou SEE pour Soil Evaporative Efficiency) et ont obtenu un modèle permettant de faire des prévisions avec un horizon de prévision de 3 heures (durée durant laquelle, l'erreur de prévision ne dépasse pas 40 % de la variance du signal observé).

L'objectif de ce chapitre est de présenter et de discuter les résultats de l'application de l'approche de modélisation globale à des mesures de flux de chaleur latente par eddy covariance, sur la parcelle de betterave de la saison agricole 2011-2012.

I. Matériels & Méthodes

1) Série temporelle du flux de chaleur latente

L'évolution saisonnière du flux de chaleur latente est prise comme marqueur unique du comportement dynamique du système étudié, dans notre cas le système Sol-Végétation-Atmosphère des cultures irriguées.

Sur la figure 64 sont présentées les données semi-horaires de la station de betterave 2011-2012. A noter que l'abscisse présente le nombre de jours à compter du 01/01/2012. La série temporelle, bien qu'elle ne couvre pas entièrement la saison mais aussi malgré quelques discontinuités, présente un cycle saisonnier marqué, caractéristique d'une culture annuelle en climat semi aride. De faibles valeurs en début de saison (période hivernale, avec des valeurs d'ET ne dépassant guère 200 W/m²). Des valeurs qui augmentent progressivement avec le développement de la végétation et l'augmentation de l'énergie disponible, jusqu'à atteindre les 580 (W/m²) en période de pleine croissance.

Les discontinuités de mesures sont dues à des problèmes d'acquisition au niveau des stations. La forte baisse, entre les jours 148-152, est due au retrait des mauvaises herbes,

comme décrites dans la partie II-1 du chapitre 4. Les valeurs fortement négatives, sont des valeurs nocturnes causées par le phénomène de condensation (Allen et al., 1998 ; Kustas et Norman, 1999).

Évolution saisonnière du flux de chaleur latente sur la parcelle de betterave, 2011-2012

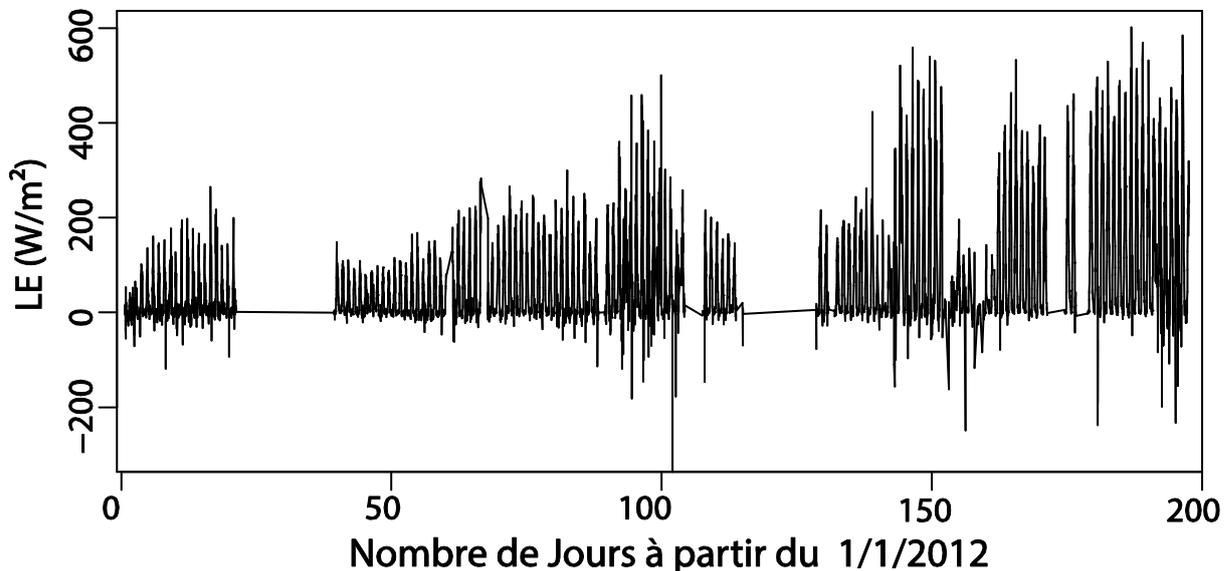


Figure 64: Série temporelle originale des mesures de flux de chaleur latente (LE) sur la culture de betterave, saison 2011-2012.

2) Prétraitement de la série

En préalable à la recherche d'un modèle global, la série de données est prétraitée. L'objectif est de retirer les valeurs aberrantes, correspondant à des problèmes techniques, des défaillances électroniques et des conditions météorologiques non compatibles avec la méthode d'eddy covariance (pluies, trop grande stabilité, pas de turbulences ...), qui sont considérées comme source de bruit. Le bruit est un signal non informatif (i.e. qui conduit à ne pas garantir une distinction robuste entre signal stochastique et signal déterministe) pouvant causer des erreurs et auquel les algorithmes utilisés ici sont souvent très sensibles.

Dans cet objectif, un filtrage (ou lissage) est appliqué en forçant les valeurs négatives à une valeur interpolée entre les valeurs positives précédente et suivante. La méthode d'interpolation par « spline cubique » (de Boor, 2001) est utilisée. La série temporelle ainsi obtenue est présentée sur la figure 65-a. Sur la figure 65-b est présentée l'évolution inter et intra-journalière du flux de chaleur latente sur quelques jours, à partir du 16/03/2012. A cette période, phase d'émergence pour la betterave en climat semi-aride, les cycles journaliers sont marqués par des pics, vers 12 heures (TU), autour de 300 W/m².

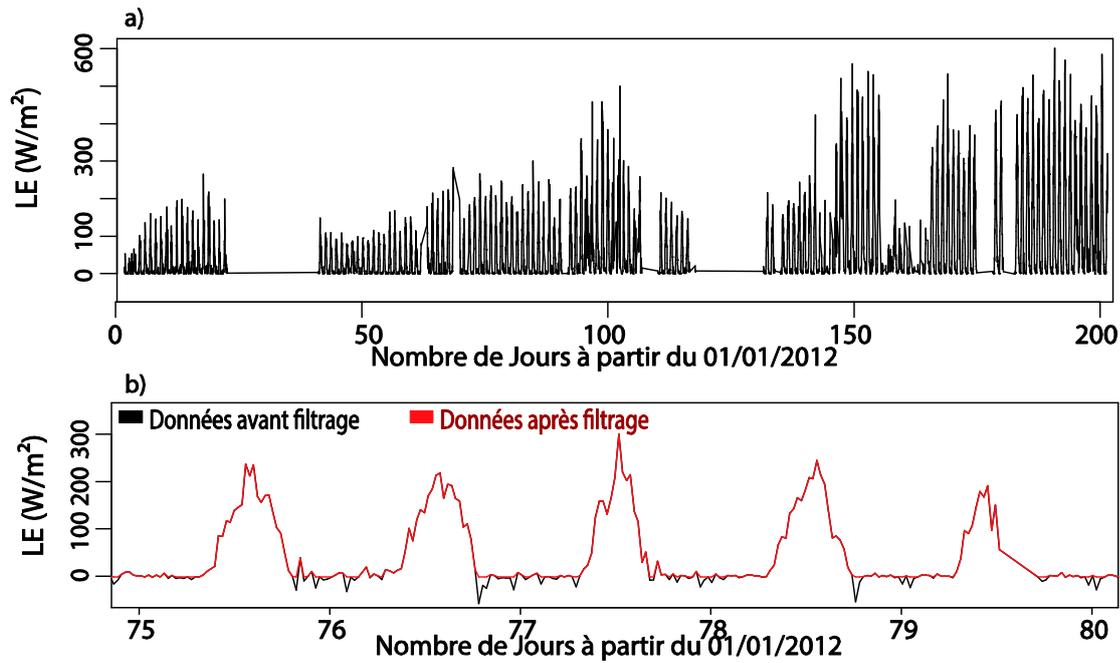


Figure 65: (a)- Série temporelle de flux chaleur latente, filtrées des données aberrantes et fortement négatives. (b) – Superposition de la série temporelle de flux chaleur latente, avant et après filtrage. Focus sur quelques jours, afin de mettre en évidence le cycle journalier.

La seconde partie du prétraitement consiste à sur-échantillonner les données semi-horaires à un pas de temps d'une minute, par la méthode « spline cubique » (Figure 66). Ceci permet d'améliorer très significativement la qualité des dérivés et *in fine* la reconstruction du portrait de phase original (Mangiarotti et Huc, 2017). Les dérivées de la série initiale, jusqu'au 4^{ème} ordre, sont calculées par la méthode de Savitzky-Golay²² (Savitzky-Golay, 1964), implémentée dans la fonction « derivSucc²³ ». Afin de ne pas être trop limité par le temps de calcul, les dérivés sont calculées sur des ensembles de points à la fois, appelés fenêtres, de la série initiale.

22 La méthode de Savitzky Golay, simplifiée par Chen et al. (2004), consiste à appliquer un filtre itératif de moyenne pondérée mobile à la série temporelle avec des poids donnés sous forme de polynôme.

23 Une fonction de la librairie « GPoM: Generalized Polynomial Modelling ». <https://rdrr.io/cran/GPoM/man/numicano.html>

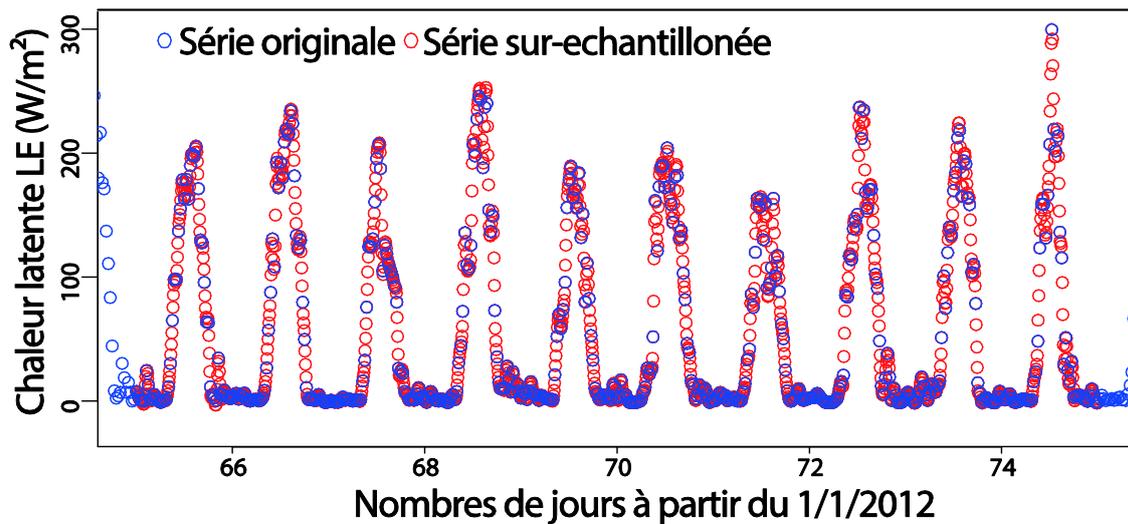


Figure 66: Superposition de la série de initial de flux de chaleur latente (LE) à la série sur-échantillonnée à un pas de temps plus fin.

II. Résultats & Discussion

1) Structure du modèle obtenu

Nous avons pu obtenir un modèle tridimensionnel polynômial. Le modèle ainsi obtenu présente une dynamique transitoire chaotique. Ainsi la dimension 3 peut être considérée comme une bonne approximation de la dynamique d'origine du flux de chaleur latente. L'obtention d'un modèle déterministe fournit un argument très fort sur la présence d'une composante déterministe sous-tendant la dynamique observée.

La fonction F du premier modèle obtenue prend la forme :

$$F(X1, X2, X3) = -276.39 - 0.5610^{-3} X1X2^2 + 0.2 X1X3^2 - 0.02315 X2^2 + 1.6262 X3 - 0.00110^{-33} X2X3^2 + X1 - 0.0810^{-3} X3^2 + 0.013 X2X3 - 0.001410^{-3} X1^2X3 - 0.1910^{-3} X1X2X3 - 0.07 X1X3 - 0.019 X1^2X3 - 0.000196 X1X2X3 - 0.077447 X1X3 + 0.0006092 X1^3 - 1.342768 X1^2 - 0.001119 X1^2X2 + 0.0032 X1^3 - 0.0001414 X2X3 + 0.000012 X3^2X2 - 0.242150 X1X3$$

avec $X1$, $X2$, $X3$ correspondant respectivement à la variable observée (série temporelle initiale) et à ses dérivées premières et secondes.

2) Portrait de phase du modèle

La figure 67 présente le portrait de phase de la série originale ainsi que celui du modèle, suivant différentes projections. Visuellement, ces projections exhibent des formes

très distinctes les unes des autres. Cependant, on observe une assez bonne cohérence des trajectoires du modèle par rapport à la série initiale, surtout pour les oscillations dont l'amplitude n'est pas trop importante. Cette bonne cohérence entre les deux portraits de phase suggère la présence d'un comportement déterministe. Chaque cycle correspond à un cycle journalier, les boucles observées pour les plus faibles valeurs (Figure 67-f) correspondent au comportement nocturne, tandis que les boucles de valeurs élevées correspondent au maximum du flux évapotranspiratif, c'est-à-dire autour de midi. La divergence des trajectoires pendant la phase nocturne peut être expliquée par le fait que la série initiale contient toujours un peu de bruit, ce qui amplifie le bruit sur le portrait de phases des dérivées. Cependant, le fait que les grandes oscillations ne sont pas reproduites peut être expliqué aussi par la nécessité d'une fonction d'une autre forme avec plus de monômes²⁴ (Letellier, 1998).

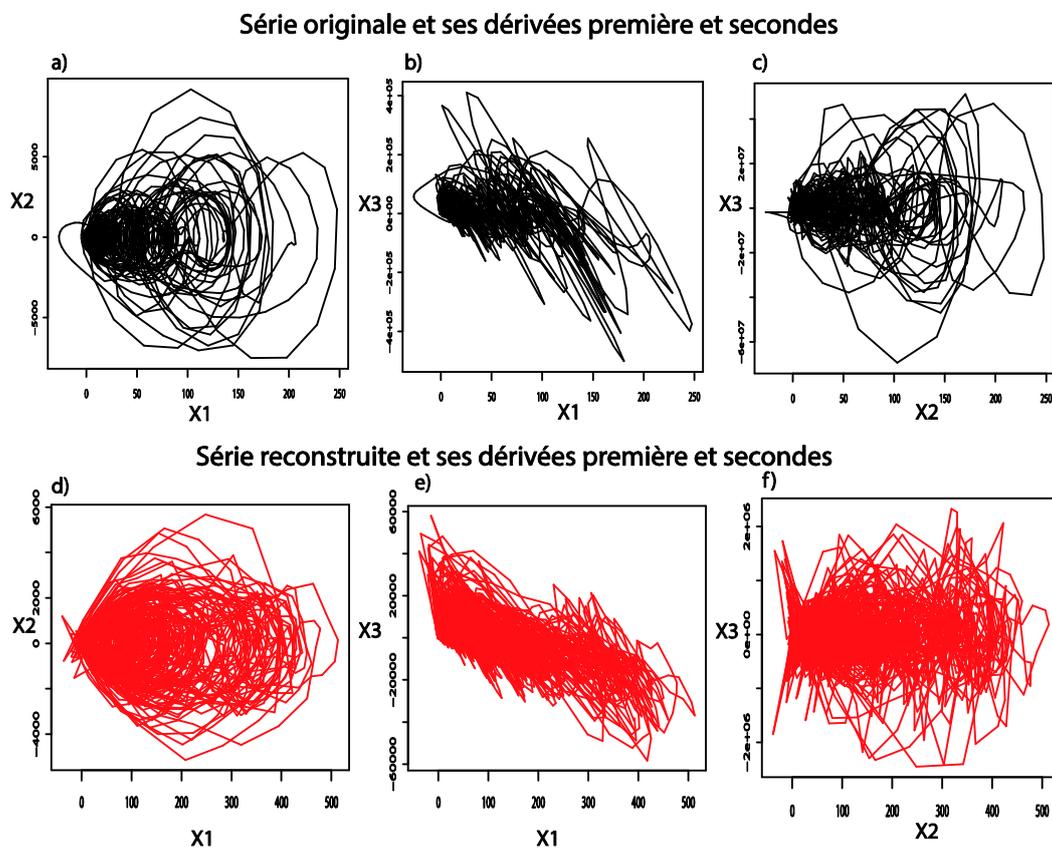


Figure 67: Portraits de phase reconstruits à partir du signal observé et ses dérivées première et seconde (a, b, c) et reconstruits à partir du signal reconstruit par le modèle et ses dérivées première et seconde du modèle (d-f).

²⁴ Il n'est pas impossible qu'un modèle de dimension supérieure soit requis pour modéliser ces oscillations de grande amplitude : des processus physiques supplémentaires peuvent être impliqués.

3) Préviation du modèle

La formulation du modèle ainsi établie, nous procédons à son intégration numérique par un solveur d'équations différentielles ordinaires, de type ODE 45 (Dormand et Prince, 1980). Nous utilisons dans cet objectif le package « deSolve » (Soetaert et al., 2010).

Concrètement, on fournit à ladite fonction : la dimension du modèle (i.e. le nombre de variables), le degré maximum des polynômes, la durée maximale d'intégration, le pas de temps d'intégration, les termes du polynôme et la condition initiale.

Ainsi, nous pouvons faire plusieurs intégrations du modèle avec différentes conditions initiales. La figure 68 présente la superposition des données de la série initiale et des données rééchantillonnées aux valeurs issues du modèle, à la période de basculement du flux évapotranspiratif (période où l'ET atteint son maximum de la journée avant de décroître, cycle en cloche) dans une journée, de début de saison (d'où les faibles valeurs d'ET). Ce basculement est un processus cyclique et la modélisation globale est bien adaptée quand il y a des processus cycliques.

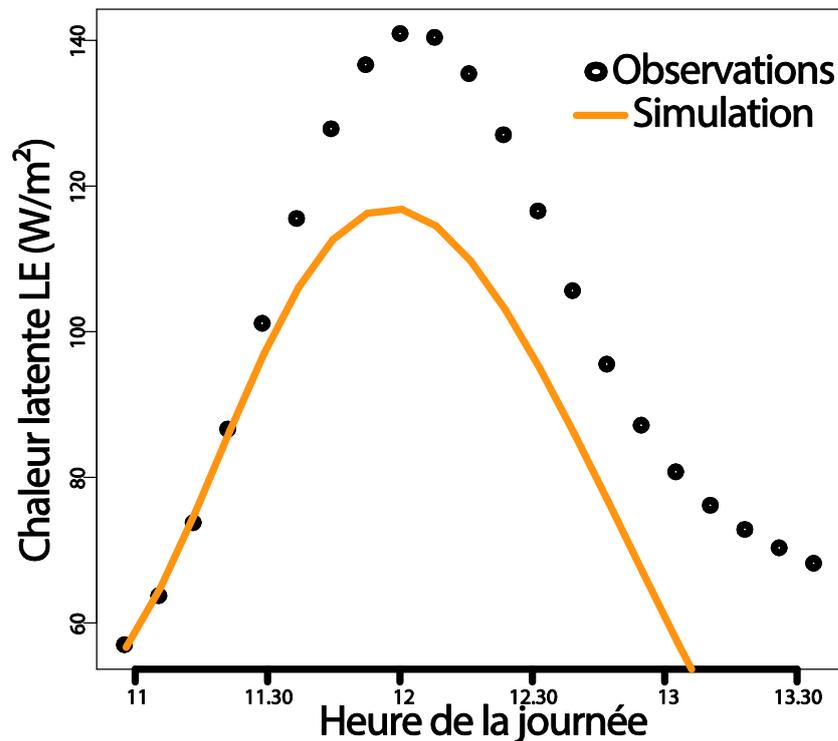


Figure 68: Superposition de la série de flux de chaleur latente sur-échantillonnée (rond noir) à la série simulée par le modèle (trait orange). Focus sur une journée (hivernale), lors du basculement du flux de chaleur latente dans une journée.

4) Horizon de prévision du modèle

Les dynamiques environnementales offrent une prévisibilité très limitée, ainsi valider un modèle dans le contexte de la modélisation globale est une tâche ardue. Pour valider le modèle obtenu, on se propose de caractériser ses capacités prédictives en analysant les statistiques des erreurs de prévision du modèle par rapport au signal observé tel que décrit dans Mangiarotti et al. (2012b, 2014).

Dans cet objectif, nous allons introduire la notion d'horizon de prévisibilité, qui se définit comme la durée à laquelle le modèle peut fournir des simulations d'ET avec une erreur acceptable suivant un critère à définir. La gamme de variation de cette incertitude est fonction de la donnée étudiée. Dans le cas de l'évapotranspiration, il est communément admis (suivant l'incertitude sur la mesure par eddy covariance) qu'une variation de l'ET de l'ordre 30 à 40 (W/m^2) est acceptable et correspond aux erreurs typiques attendues des mesures par eddy covariance. Ainsi une incertitude du même type entre les données et nos simulations pourra être considéré comme acceptable.

En pratique, un grand nombre de prévision est lancé sur une certaine durée, appelée horizon, à partir d'un ensemble de conditions initiales couvrant toute la période de disponibilité des données. L'erreur de prévision dépend donc à la fois de l'état initiale du système et de l'horizon de prévision. Cette erreur peut être présentée par le diagramme à deux dimensions présentées sur la figure 69. Y est présenté l'erreur (en code coloré) en fonction de l'horizon de prévision (en ordonnées) et de la date d'où est lancée la simulation (en abscisse). La première chose qu'on peut remarquer est le cycle journalier est très marqué. On peut noter que l'horizon de prévisibilité décroît en cours de matinée alors que les erreurs sont presque nulles en fin de journée. Il est également intéressant de noter les structures verticales résultent de la difficulté d'effectuer une prévision à partir de certaines conditions initiales données. Voir Mangiarotti et al. (2012b) et Mangiarotti (2014) pour une interprétation plus détaillés sur ce type de figure.

Sur la figure 70 sont reportées les valeurs absolues de l'erreur de prévision de différentes prévisions en fonction du temps. Y sont superposés la moyenne, l'écart-type, la médiane et la valeur maximale de ces erreurs. Une analyse de la figure 70 permet de constater que l'erreur croît assez rapidement, puisqu'au bout de 3 heures de simulation, la moyenne des simulations atteint 30 (W/m^2) et au delà de 6 heures, elle dépasse les 100 W/m^2 (non montré ici). Lorsque la valeur absolue des erreurs dépasse 100 (W/m^2), cela rend les simulations hors

du champ d'application en conditions réelles. En outre, on peut noter une différence notable entre la médiane et la moyenne des erreurs. Une moyenne plus élevée que la médiane, signifie qu'il y a une partie des simulations qui présentent des écarts très élevés, augmentant ainsi la valeur de la moyenne de l'ensemble des simulations.

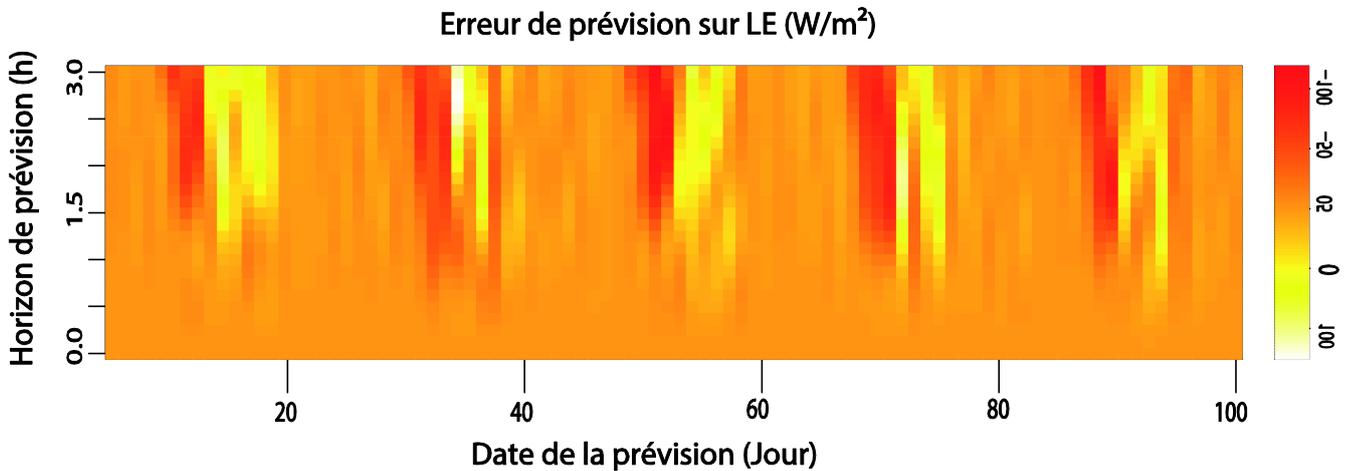


Figure 69: Exemple de carte d'erreur de prévision du modèle en fonction du temps (nombre de jours, en ordonnée) et de l'horizon de prévision (nombre d'heure, en abscisse).

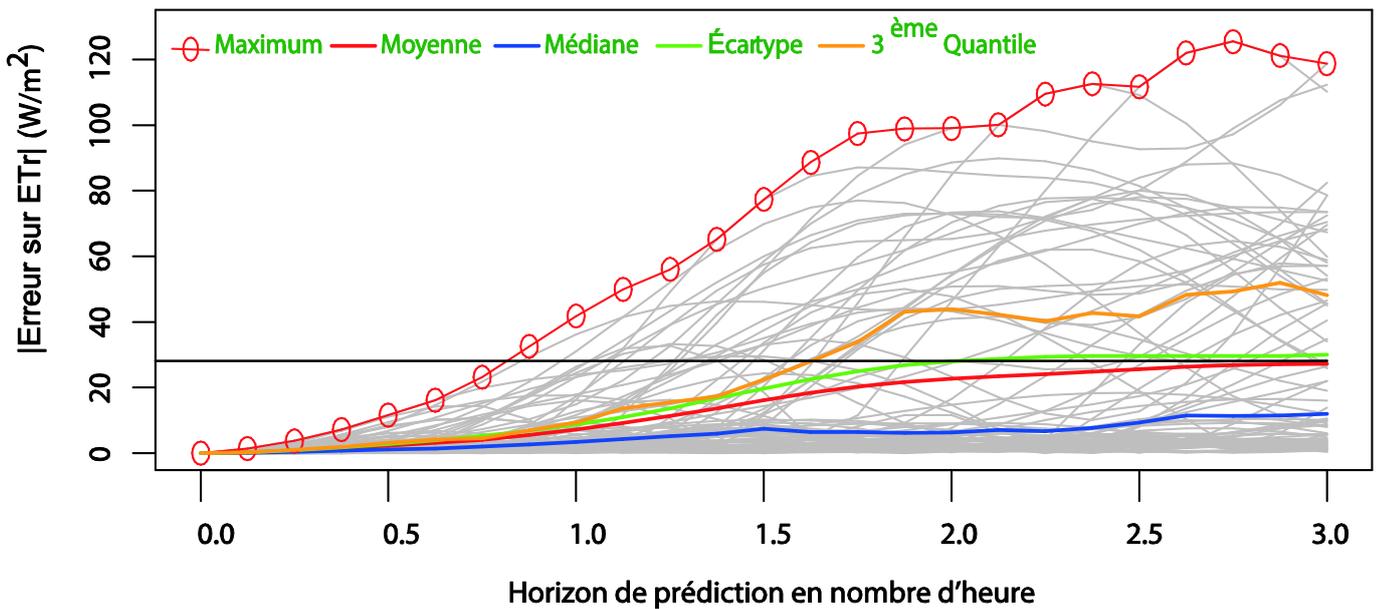


Figure 70 : Statistiques sur les valeurs absolues des erreurs de prédictions du modèle pour plusieurs conditions initiales tout au long de la saison.

III. Conclusion

Il est important de rappeler que c'est la toute première fois que l'approche de modélisation globale est appliquée à une série d'évapotranspiration, ici mesurée par eddy covariance. Cette première étude a permis d'obtenir un modèle tridimensionnel autonome répondant au critère du chaos (déterminisme et sensibilité aux conditions initiales). Même si ses capacités prédictives restent limitées à un horizon de prévisibilités de 3 heures (pour un seuil d'erreur de 30 W/m^2), ce premier résultat est encourageant, puisqu'il met en évidence la possibilité de simuler la dynamique du système Sol-Végétation-Atmosphère à partir de la seule variable observée de flux de chaleur latente. En plus, ce travail permet d'entrevoir la possibilité de prévoir cette dynamique à partir de simulations spatialisées des modèles comme TSEB. Ce dernier permettant de disposer de séries temporelles sur de plus larges superficies et sur plusieurs années pourra permettre une analyse de la prévisibilité inter-saisonnière de l'ET. Ceci constitue la perspective de ce travail.

Chapitre VI

Spatialisation de l'évapotranspiration sur le Tensift

Dans cette dernière partie de la thèse, il s'agit de mettre en application les enseignements mis en évidence dans les chapitres précédents visant à évaluer plusieurs méthodologies d'estimation de l'évapotranspiration. Les résultats du chapitre 4 ont permis de montrer la bonne capacité du modèle TSEB à reproduire l'évapotranspiration. Nous avons donc opté pour cet outil afin de développer un prototype de cartographie spatialisée de l'évapotranspiration « tout satellite ». Dans cet objectif, nous nous sommes focalisés sur des données librement distribuées : les produits MODIS pour les caractéristiques de la végétation, l'albédo de surface et la température radiative ainsi que les ré-analyses ERA-Interim pour le forçage météorologique. Ce chapitre présente l'approche méthodologique suivie ainsi que les premiers résultats préliminaires obtenus.

I. Approche méthodologique et technique

Le prototype de cartographie de l'évapotranspiration a été développé en python principalement par Michel Le Page, ingénieur d'étude au CESBIO. Cet outil permet de télécharger les entrées nécessaires, de convertir la diversité de format en entrée (hdf pour MODIS, netcdf pour ERA-Interim) au format geotiff pour faciliter les traitements ultérieurs, d'extraire la fenêtre d'intérêt et d'effectuer la ré-projection des données. Dans notre cas, nous avons opté pour une projection géographique. Les entrées pour les simulations spatialisées sont les suivantes :

– les variables météorologiques issues des ré-analyses ERA-Interim (Dee et al., 2011) : température de l'air T_a et humidité relative à 2 m, vitesse du vent à 10 m et rayonnement incident dans les courtes longueurs d'onde. Les températures de l'air ont été corrigées de la différence d'altitude entre le dernier niveau du modèle du centre européen et l'altitude réelle sur le terrain dérivé du modèle numérique de terrain (MNT) mondial Shuttle Radar Topography Mission (SRTM, 30 m) (<http://srtm.csi.cgiar.org/>) à l'aide de gradients de températures altitudinaux (Gao et al., 2017). La vitesse du vent a été corrigée de la différence d'altitude en faisant l'hypothèse d'un profil logarithmique du vent. Le forçage dans les grandes longueurs d'onde a été déduit de la formule de Brutsaert (1982). Enfin, l'ensemble des variables ont été interpolées temporellement à l'heure de passage du satellite à partir des données tri-horaires ERA-Interim. L'heure de passage considérée est l'heure de passage exacte fournit dans les informations annexes des produits MODIS,

– les produits MODIS dans leur récente version 6 ont été utilisés pour renseigner les caractéristiques de la végétation (surface foliaire et fraction du couvert), l'albédo de surface et la température radiative. Les produits considérés ainsi que leurs caractéristiques sont résumés dans le tableau 3. Le produit MOD13Q1 fournit les indices de végétation tous les 16 jours à une résolution de 250 m. Le produit MCD43A3 fournit une estimation de l'albédo de surface à 500m tous les 8 jours. Ces données (NDVI et albédo) sont alors interpolées journalièrement. Enfin, le produit MOD11A1 fournit une température de surface journalière. La surface foliaire est dérivée du NDVI à partir de la formule générique suivante :

$$LAI = NDVI * \frac{(1 + NDVI)}{(1 - NDVI)} \quad (\text{Équation 77})$$

– Le détail du calcul de la fraction du couvert est donné dans Norman et al. (1995).

Toutes les variables ont été sur-échantillonnées à 250m par la méthode du plus proche voisin. La démarche générale avec les données d'entrées et les principaux prétraitements effectués sont résumés par la figure 71.

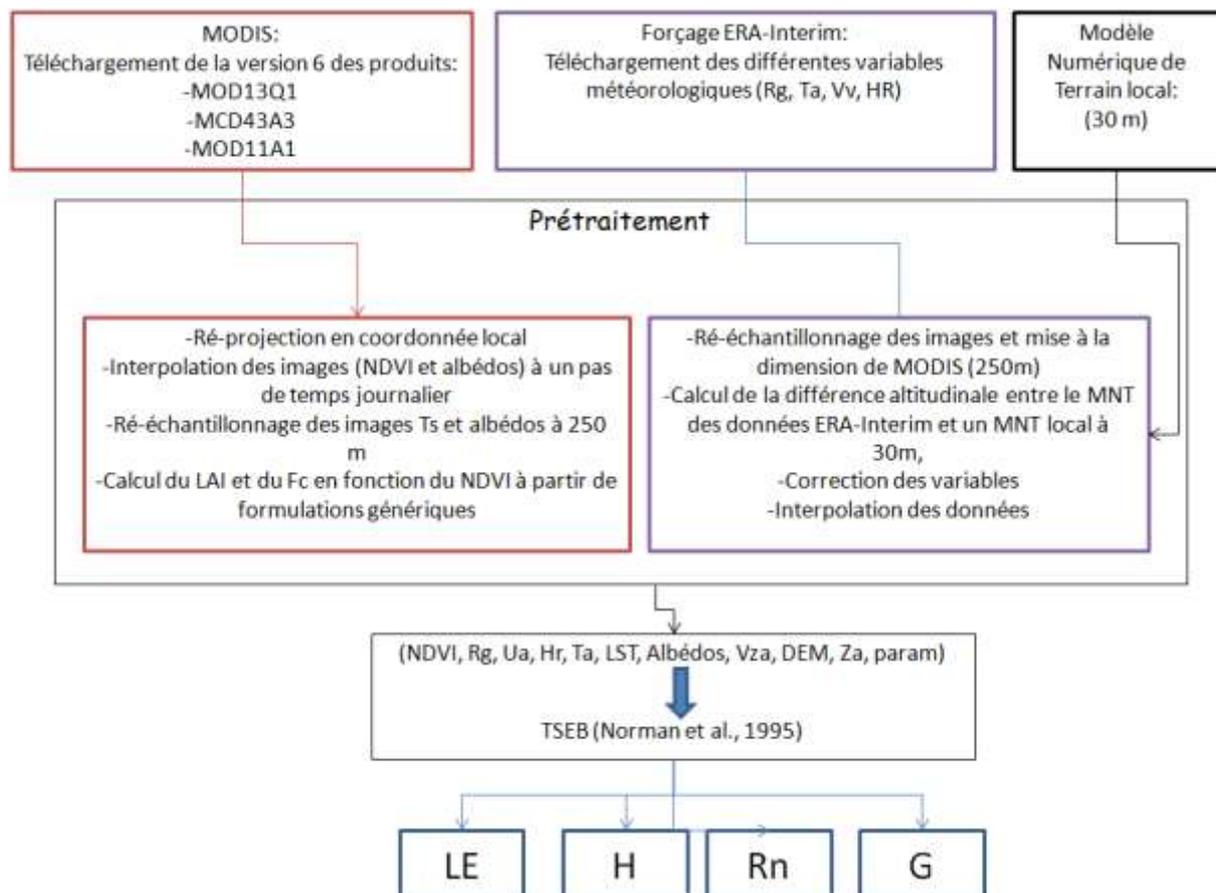


Figure 71: Résumé de la procédure d'utilisation du prototype « tout satellite ».

II. Validation des données ERA-Interim

Bien que les produits de ré-analyse s'améliorent, des études antérieures ont montré des écarts significatifs avec des observations de terrain. Il est donc primordial d'évaluer les données issues de ré-analyses, en les comparant à des observations avant de les utiliser en entrée des modèles (Trenberth et Guillemot, 1998 ; Berg et al., 2003; Decker et al., 2012). Dans ce contexte, nous nous sommes appuyés sur le réseau de stations météorologique et de mesures de flux par eddy covariance installé sur le Tensift, suivi et entretenu par l'observatoire du Tensift (Jarlan et al., 2015) (Figure 72 & Tableau 9). Les données ERA-Interim ont été prétraitées suivant la démarche décrite au paragraphe précédent et interpolées à l'heure de passage du satellite. Ce sont ces variables instantanées qui sont confrontées aux observations des stations météorologiques au pas de temps semi-horaires.

Tableau 9: Liste de quelques stations météorologiques installées sur le bassin versant du Tensift, suivi et entretenues par l'observatoire Tensift, utilisées pour la validation des données ERA-Interim.

Noms	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Période
Agdal	-7.973849	31.60115	506	2004-
Agafay	-8.228045	31.49639	479	2003-
Chichaoua	-8.607776	31.43918	517	2003-
Grawa	-7.87002	31.54686	523	2004-
Ounagha	-9.282583	31.44303	229	2014-
R3	-7.605	31.657	593	2002-
R3Olivier	-7.593317	31.6675	593	2004-
R3bis	-7.593317	31.6675	593	2005-

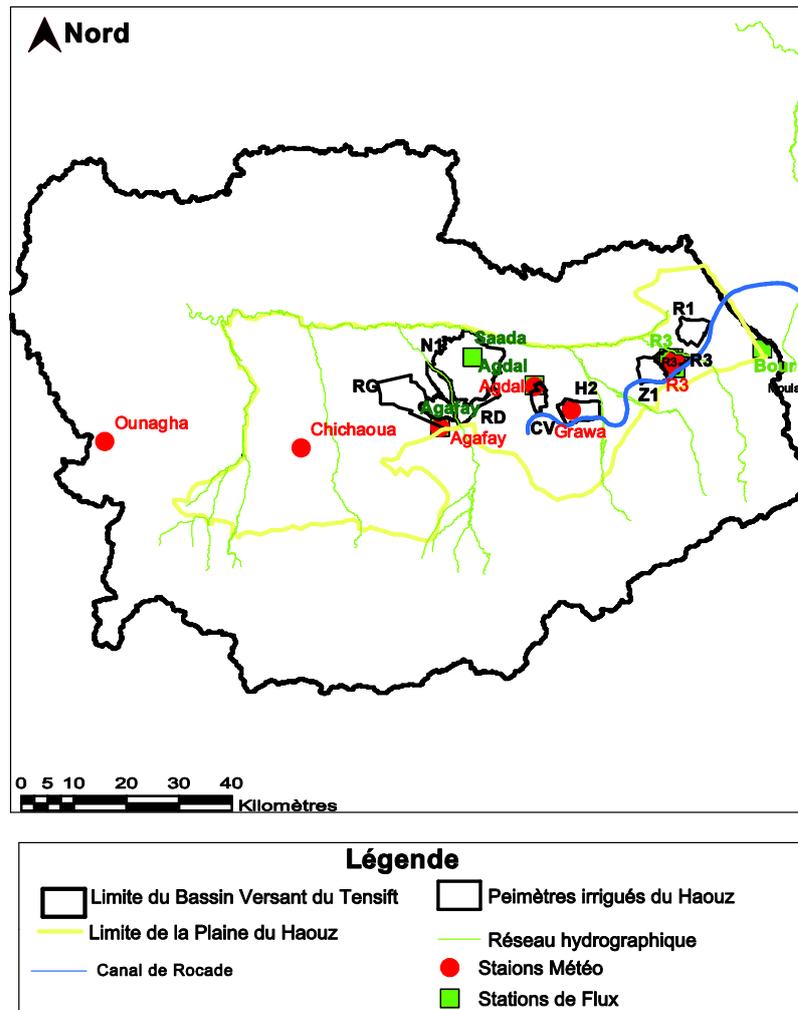


Figure 72: Localisation de quelques : périmètres irrigués, stations météorologiques et stations de mesure de flux par eddy covariance, dans le bassin versant du Tensift.

Les résultats globaux de cette comparaison sont donnés dans le tableau 10. La vitesse du vent est sans surprise la variable la moins bien reproduite. L'environnement local (présence de végétation haute, de bâtiments, les éventuels flux advectifs) a une influence très forte sur le vent. Par ailleurs, il est entaché d'un léger biais. L'humidité relative est en excellent accord avec les observations avec de faibles RMSE et biais. Le rayonnement incident malgré une RMSE relativement élevée n'est pas trop biaisé et la température de l'air est légèrement biaisée. Une analyse des résultats par variable est proposée ci-dessous.

Tableau 10: Statistiques globales de la comparaison entre les ré-analyses ERA-Interim et les données issues des stations météorologiques.

	N	r	RMSE	Biais
Température de l'air (°C)	6848	0.96	2.1	4.3
Humidité Relative (%)	6851	0.77	9	0.3
Rayonnement incident (W/m ²)	8175	0.57	110.3	12.3
Vitesse du vent (m/s)	8012	0.43	1	0.8

1) La température de l'air

Sur la figure 73 sont présentées les valeurs journalières de l'évolution de la température de l'air provenant des différentes stations, comparée aux ré-analyses ERA-Interim. De manière générale, le biais est positif sur l'ensemble des stations (4.3°C pour l'ensemble des données utilisées ; Tableau 10). Une surestimation qui a déjà été reportée par Szczypta et al. (2011) et Gao et al. (2013) aux faibles altitudes, respectivement, sur la France et dans les Alpes centrales. Outre les travaux de Gao, cette surestimation d'ERA-Interim était également attendue dans notre région. Une des explications évidentes de ce biais chaud est lié à l'emplacement des stations météorologiques de l'observatoire Tensift qui sont destinées à calculer la demande évaporative atmosphérique (ET_0) et qui se trouvent donc sur des zones où le couvert végétal est bien développé. Cela conduit également à des températures plus fraîches pour les stations que les valeurs moyennes sur le point de grille ERA-Interim qui est occupé en majorité par des zones de sols nus plus chaudes. Plusieurs points renforcent cette hypothèse. Tout d'abord, ce biais chaud est d'autant plus fort que la couverture végétale est dense. En effet, sur le site d'Agafay le biais atteint 5.2°C alors qu'il n'est que de 2.4°C pour la station R3_Bis entourée de blé. Cependant, la station de Chichaoua également sur du blé présente pourtant un biais chaud relativement important (4°C). Cette station est située dans une région moins arrosée que Marrakech et l'environnement de la station est quasi-désertique. En conclusion, malgré ce biais chaud, la dynamique des températures semble plutôt bien reproduite avec des coefficients de corrélation entre 0.91 et 0.97.

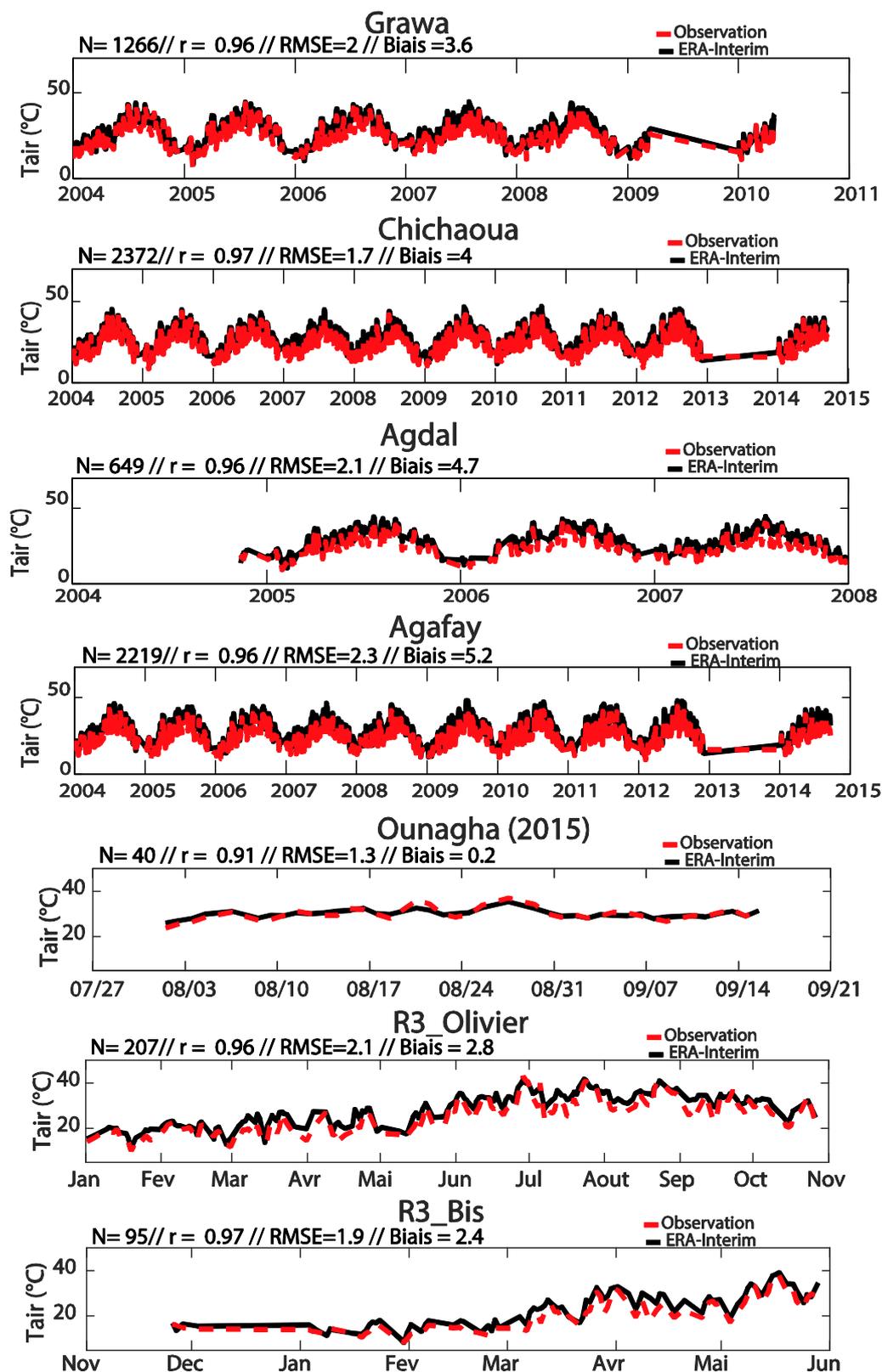


Figure 73: Comparaison des valeurs journalières de température issue des données ERA-Interim à celui des stations météorologique installée dans le bassin versant du Tensift.

2) L'humidité relative

En analysant la figure 74, on constate que l'humidité relative est assez bien reproduite pour presque toutes les stations. Bien que le coefficient de corrélation global soit modéré (0.77), le biais est presque absent. Cette corrélation modérée peut être expliquée par le fait que l'humidité de l'air est aussi très dépendante de l'occupation du sol au voisinage du point de mesure. C'est ainsi que c'est sur les stations d'Agdal, R3_Olivier, où les alentours des stations sont majoritairement constitués de cultures irriguées, que l'on trouve les biais les plus forts.

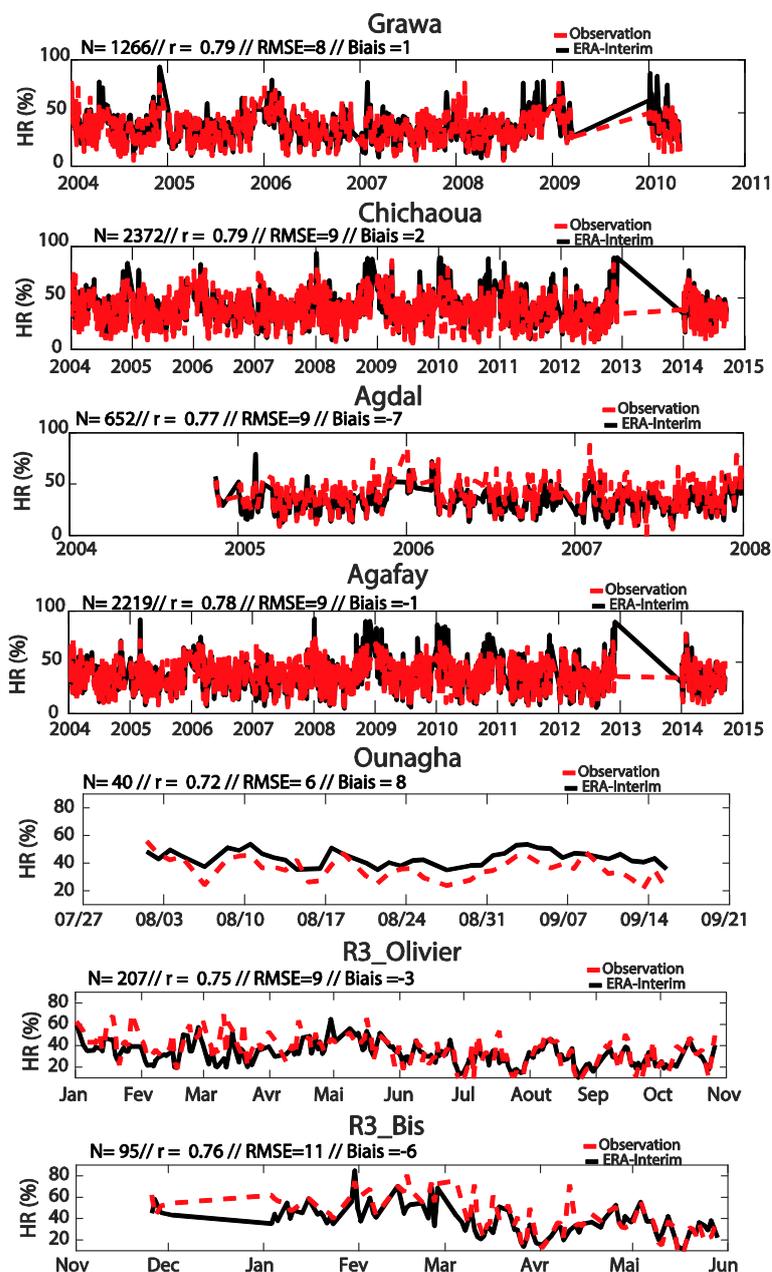


Figure 74: Comparaison des valeurs journalières de l'humidité relative issue des données ERA-Interim à celui des stations météorologique installée dans le bassin versant du Tensift.

3) La vitesse du vent

Le vent est l'un des paramètres les plus difficiles à prévoir par les modèles surtout dans les basses couches parce que sa variation est brusque et importante que ce soit sur la verticale ou sur l'horizontale, du fait de la rugosité variable et des microreliefs locaux. Ainsi, il n'est pas du tout étonnant de voir que les corrélations sont très faibles pour l'ensemble des stations (Figure 75) avec une moyenne de 0.43 (Tableau 10). Ceci peut être expliqué en partie par la représentation simplifiée du relief par ERA-Interim (Szczypta et al., 2011) qui considère une altitude moyenne à l'échelle du point de grille. Par ailleurs, une des explications de ces écarts peut également être un problème de correction du vent. En effet, nous nous sommes basés sur un profil logarithmique qui n'est réaliste que dans la couche limite de surface alors que si les écarts sont importants entre l'altitude du point de grille et l'altitude locale, nous sortons de cette hypothèse.

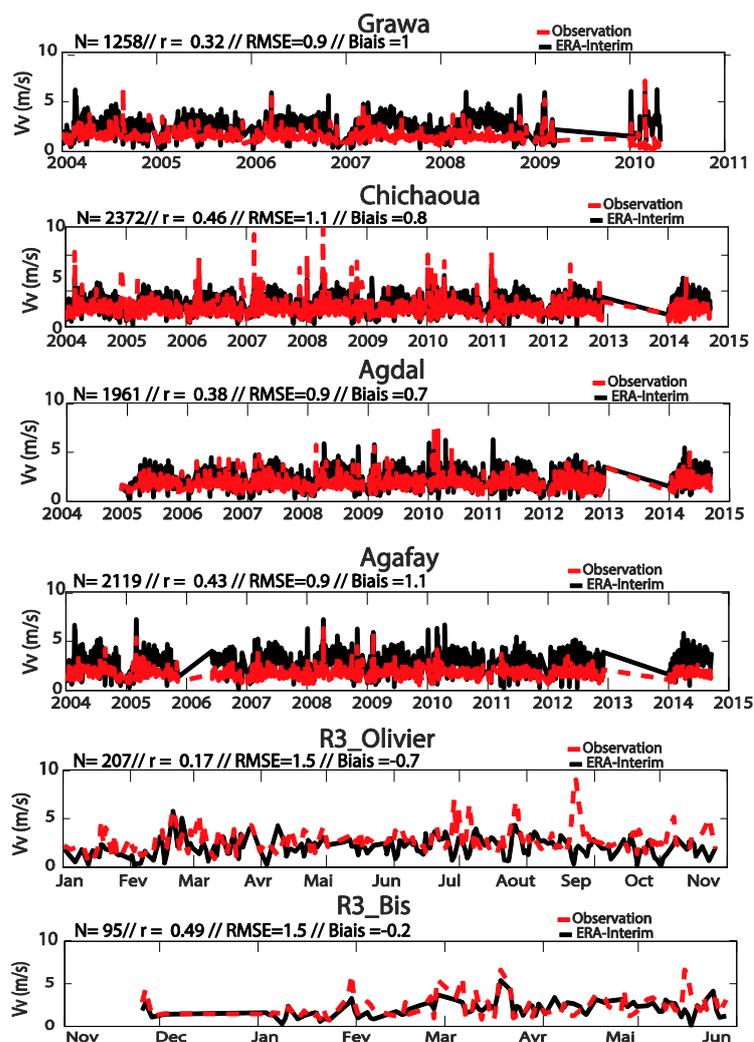


Figure 75: Comparaison des valeurs journalières de la vitesse du vent issue des données ERA-Interim à celui des stations météorologique installée dans le bassin versant du Tensift.

4) Le rayonnement global

Pour le rayonnement incident, ERA-Interim est surestimé pour la plupart des stations sauf sur la station de Grawa et Chichaoua où l'on observe un léger biais négatif (Figure 76). De manière générale les coefficients de corrélation sont très élevés et le biais demeure assez faible en moyenne sur l'ensemble des stations (12 W/m^2)

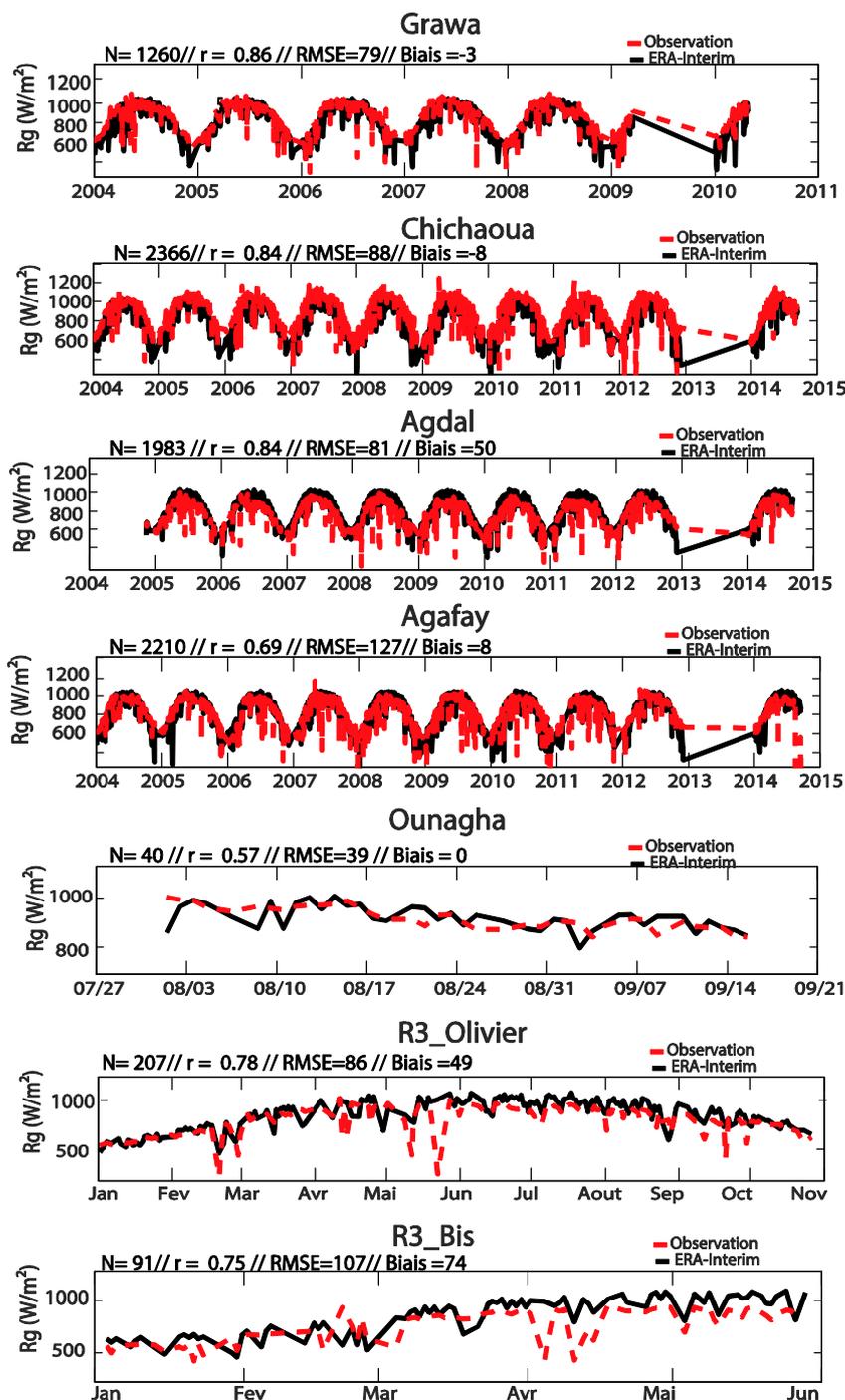


Figure 76: Comparaison des valeurs journalières de température issue des données ERA-Interim à celui des stations météorologiques installées dans le bassin versant du Tensift.

En conclusion générale, les erreurs observées sur les variables ERA-Interim sont dans les gammes d’erreurs déjà mentionnées dans la littérature en comparant ré-analyses et stations météorologiques (Quintana-Segui et al., 2008 ; Szczypta et al., 2012 ; Bigeard et al., 2017, en préparation). Ces données peuvent être donc considérées pour la cartographie de l’évapotranspiration par le modèle TSEB dans les parties suivantes.

III. Évaluations des composantes du bilan d’énergie

Afin d’évaluer quantitativement la qualité des prédictions de TSEB forcé par ERA-Interim et les produits MODIS, nous avons mené un benchmarking en confrontant les simulations aux observations recueillies dans le cadre de l’ensemble des expériences menées depuis le début du projet SudMed en 2001, sur le bassin versant du Tensift. Ces expériences sont répertoriées dans le tableau 11. Nous pouvons déjà anticiper des écarts assez importants dans la mesure où la météo observée est représentative d’un point de grille de 80 km, les produits MODIS d’un pixel allant de 250*250 m² pour les NDVI à 1000*1000 m² pour les températures de surface alors que les mesures d’eddy covariance ont été menées sur des parcelles n’excédant pas quelques hectares. Ces écarts seront d’autant plus importants que les surfaces irriguées sur lesquelles ont été menées la plupart de ces expériences ne sont pas représentatives des conditions hydriques des parcelles irriguées environnantes et moins encore des conditions de sols nus très secs qui dominent la région.

Tableau 11: Liste des stations micro-météorologiques installées sur le bassin versant du Tensift ainsi que leurs caractéristiques.

Noms	Longitude	Latitude	Altitude (m)	Occupation du Sol autour de la station	Période
Agafay	-8.228045	31.49639	506	Agrumes irrigués	2003
Agdal	-7.9739	31.60137	479	Oliviers Irrigués	2004-
R3_2003	-7.595278	31.66694	593	Blé irrigué	2003-
R3_2004	-7.59597	31.6725	593	Blé irrigué	2004-
R3_2012	-7.60707	31.67277	593	Blé irrigué	2012-
Bour_2014	-7.589106	31.64944	593	Blé Pluvial	2014-
Bour_2015	-7.352261	31.700985	593	Blé Pluvial	2015-
Saada	-7.60707	31.67277	415	Agrumes Irrigués	2005
R3_2013	-7.589106	31.64944	593	Blé irrigué	2013

Les figures 77-78-79 présentent, à titre illustratif, la comparaison entre les prédictions du prototype de cartographie spatialisé et les mesures de stations eddy covariance sur 3 sites de culture aux pratiques différentes. Il s’agit, respectivement, d’un couvert d’olivier irrigué en

2003, d'un couvert de blé irrigué en 2013 et d'un couvert de blé pluvial en 2014. Par ailleurs, le tableau 12 répertorie les statistiques globales, sur l'ensemble des stations pour les 4 composantes du bilan d'énergie. L'énergie disponible, malgré un biais positif de l'ordre de 2 (W/m^2) en moyenne sur l'ensemble des expériences, est plutôt bien reproduite ($r= 0.63$ et $RMSE = 73$). Le flux de conduction G dans le sol, par contrast, est plutôt mal simulé avec un biais de l'ordre de 49 (W/m^2) et un coefficient de corrélation de 0.28. Le flux G est directement lié à l'énergie disponible au niveau du sol. La partition de cette énergie entre sol et végétation dépend, dans le modèle, de la fraction du couvert végétal et d'un coefficient de divergence lui-même lié à la distribution des feuilles et au groupage (clumping en anglais) de la végétation. Les écarts peuvent donc être importants en particulier quand les taux de recouvrement ne sont pas représentatifs des conditions locales. Pour rappel, le NDVI MODIS a une résolution de 250 m. Par ailleurs, sur les couverts épars, cette hypothèse n'est pas toujours vérifiée comme nous l'avons évoqué à la partie II-3 du chapitre 4. Le recours à un modèle de transfert radiatif, même simple, comme celui proposé par Kustas et al. (2000) pourrait peut-être permettre de réduire ces écarts par une meilleure estimation de l'énergie disponible au niveau du sol.

La performance du modèle à reproduire la partition de l'énergie entre flux de chaleur sensible et latente est très variable. Cette partition, comme nous l'avons déjà évoqué, est fortement fonction de l'état hydrique de surface qui est très variables d'une parcelle à l'autre, entre les périmètres irrigués où ont été menés l'ensemble des expériences, et les sols secs environnants. Des trois sites, c'est sur la parcelle de blé pluvial que le modèle se comporte le mieux. Le basculement entre flux de chaleur latente et sensible au moment de la récolte est plutôt bien reproduit. Par contre, on observe une surestimation assez forte de l'évapotranspiration (biais de $181 W/m^2$). Il s'agit ici des données brutes sans correction de fermeture du bilan d'énergie. L'application de la méthode du Bowen ratio permettrait certainement de réduire ce biais en augmentant d'environ $50 (W/m^2)$ les flux observés. Par contraste, le flux de chaleur sensible est remarquablement bien simulé sur ce site. Cela s'explique ici par la relative homogénéité du site autour de la parcelle instrumentée. En effet, il s'agit d'une zone pluviale qui couvre environ $1 km^2$ et qui ne présente donc pas de contraste fort comme sur les périmètres irrigués où ont été installées les autres expériences. Le flux H est logiquement plutôt faible sur l'ensemble des sites. En effet, ces sites sont pour la plupart localisés dans un périmètre où les parcelles sont majoritairement irriguées par la technique gravitaire, ainsi la plupart du temps, c'est le flux de chaleur latente qui domine à l'exception

du site d'Olivier Agdal où l'irrigation est très parcimonieuse et le taux de recouvrement des oliviers modéré (0.55) laissant de grande plages de sols nus et secs. De manière générale, le flux chaleur latente est systématiquement surestimé pour l'ensemble des sites au dépend du flux de chaleur sensible. Cela peut arriver si le pixel MODIS à 250 m est centré sur le périmètre irrigué pendant un tour d'eau. C'est plus étonnant pour d'autres sites qui sont moins étendus comme le domaine royal d'Agafay qui est entouré de sol nu. Le choix d'une valeur plus faible du coefficient de Priestley-Taylor pourrait très certainement améliorer ce résultat. Il pourrait être justifié encore une fois par la différence d'échelle entre la valeur que représente l'empreinte de l'eddy covariance et le point de grille du prototype de cartographie spatialisé de l'ET, mais aussi le contraste entre irrigation et sols secs alentours. Il a, en effet été montré que la valeur du coefficient de Priestley-Taylor devait réduite en conditions sèches passant de sa valeur nominale de 1.26 à une valeur de 0.8 (Yang et al., 2015). Un résultat encourageant est néanmoins le basculement d'énergie observée en juillet sur le site d'Agdal en 2003. Ce site a été touché par un fort stress hydrique à cette période de l'année ; les ouvriers, en congé, n'ayant pas lancé l'irrigation en temps et en heure. Ce basculement entre flux de chaleur latente et flux de chaleur sensible, bien qu'un peu violent par rapport aux observations est bien observé par notre prototype.

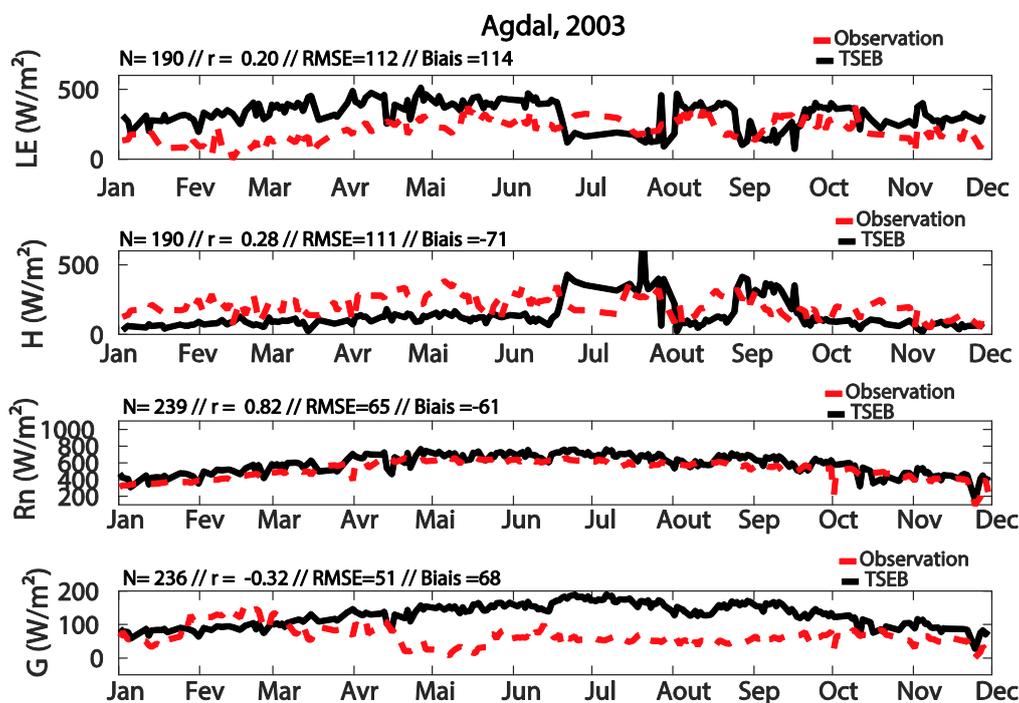


Figure 77: Evaluation des 4 composantes du bilan d'énergie, simulés par TSEB sur le site Agdal, 2003.

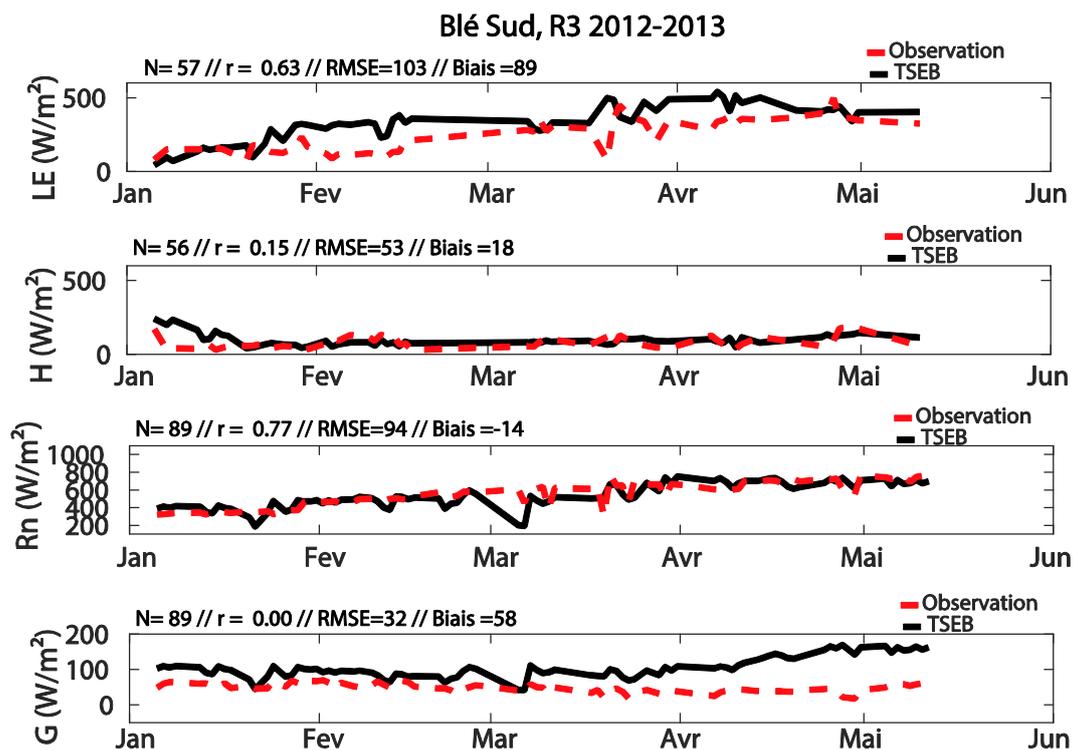


Figure 78: Evaluation des 4 composantes du bilan d'énergie, simulés par TSEB sur le site Blé Sud, 2013.

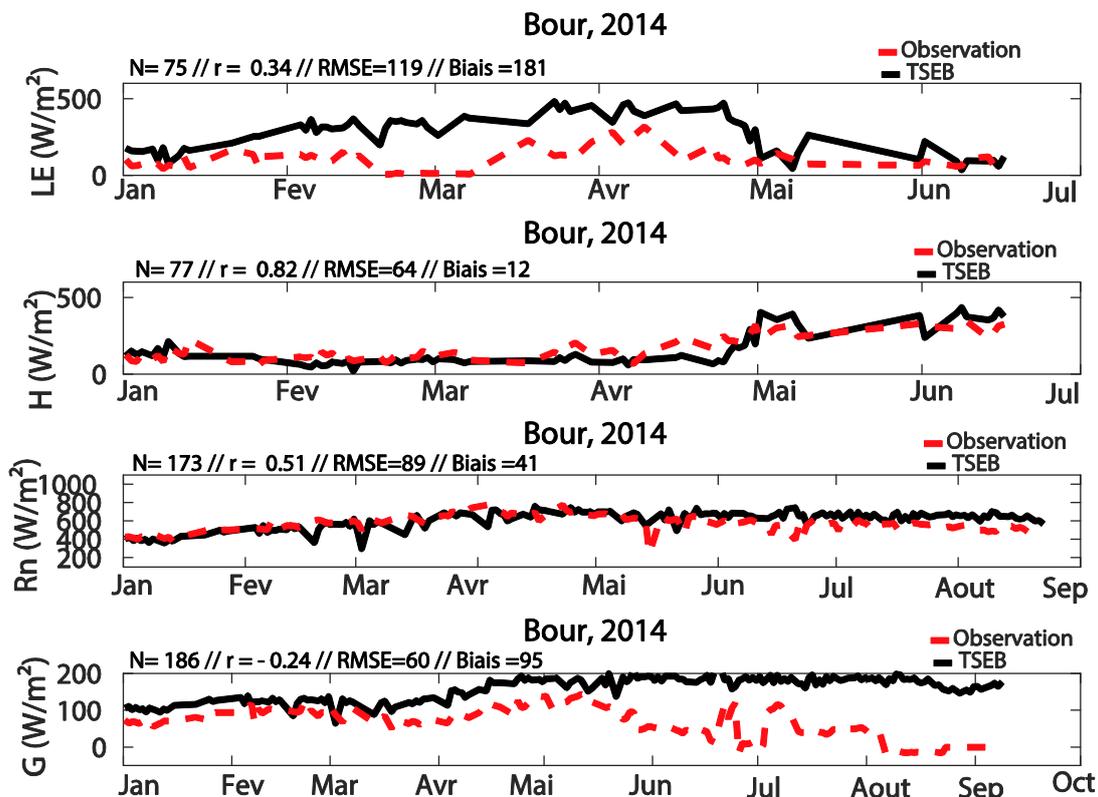


Figure 79: Evaluation des 4 composantes du bilan d'énergie, simulés par TSEB sur le site Bour, 2014.

Tableau 12: Statistiques globales de la comparaison entre les composantes du bilan d'énergie fourni par le prototype « tout satellite » TSEB et les flux des différentes stations d'eddy covariance.

	N	r	RMSE	Biais
LE (W/m ²)	911	0.45	88.75	141.50
H (W/m ²)	954	0.44	67.33	-47.75
Rn (W/m ²)	1314	0.63	72.92	1.92
G (W/m ²)	1077	0.28	35.09	48.09

Ces résultats qui sont encore très préliminaires et qui demandent une analyse plus poussée, notamment par une analyse de sensibilité aux entrées qui pourrait peut-être permettre d'identifier une défaillance au niveau de la partition chaleur sensible/chaleur latente, sont néanmoins encourageants. En particulier, la détection du stress hydrique sur le site Agdal 2003 pourrait nous permettre de déduire de ces sorties des indicateurs de stress hydriques pertinents pour un système d'alerte précoce (cf. perspectives).

IV. Variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration sur le bassin du Tensift

La figure 80 montre la climatologie mensuelle de l'évapotranspiration simulée sur le bassin du Tensift pendant la période 2001-2015. Les valeurs instantanées à l'heure de passage du satellite ont été agrégées à l'échelle journalière grâce à la méthode basée sur le cycle de rayonnement incident de Ryu et al. (2012) évaluée à la partie III-2 du chapitre 4. Les valeurs journalières ont ensuite été moyennées mensuellement.

La variabilité spatiale observée est en bon accord avec ce que l'on connaît du fonctionnement hydrologique de la région. Les côtes océaniques, plus arrosées, montrent des valeurs d'évapotranspiration élevées. Il en est de même pour les zones de piémont au Sud-Est de l'image. La région au Sud et à l'Est de Marrakech qui regroupent la majorité des périmètres irrigués présentent également des valeurs d'évapotranspiration élevées. Enfin, la région centrale du Tensift, bien moins arrosée que Marrakech, évapotranspire beaucoup moins.

La variabilité temporelle est aussi en bon accord avec le climat de la région où la majorité des pluies sont concentrées sur les mois d'hiver. Le cycle annuel d'évapotranspiration suit ce cycle avec des valeurs d'évapotranspiration élevées en hiver et au printemps qui correspond au pic de développement des cultures annuelles tel que le blé, culture majoritaires dans la région. Le motif au centre-est de l'image qui présente des

éapotranspirations élevées persistantes en été pourrait correspondre à des cultures arborées qui sont très présentes à cet endroit-là. Quant aux ordres de grandeurs, ils semblent également en bon accord avec les valeurs observées.

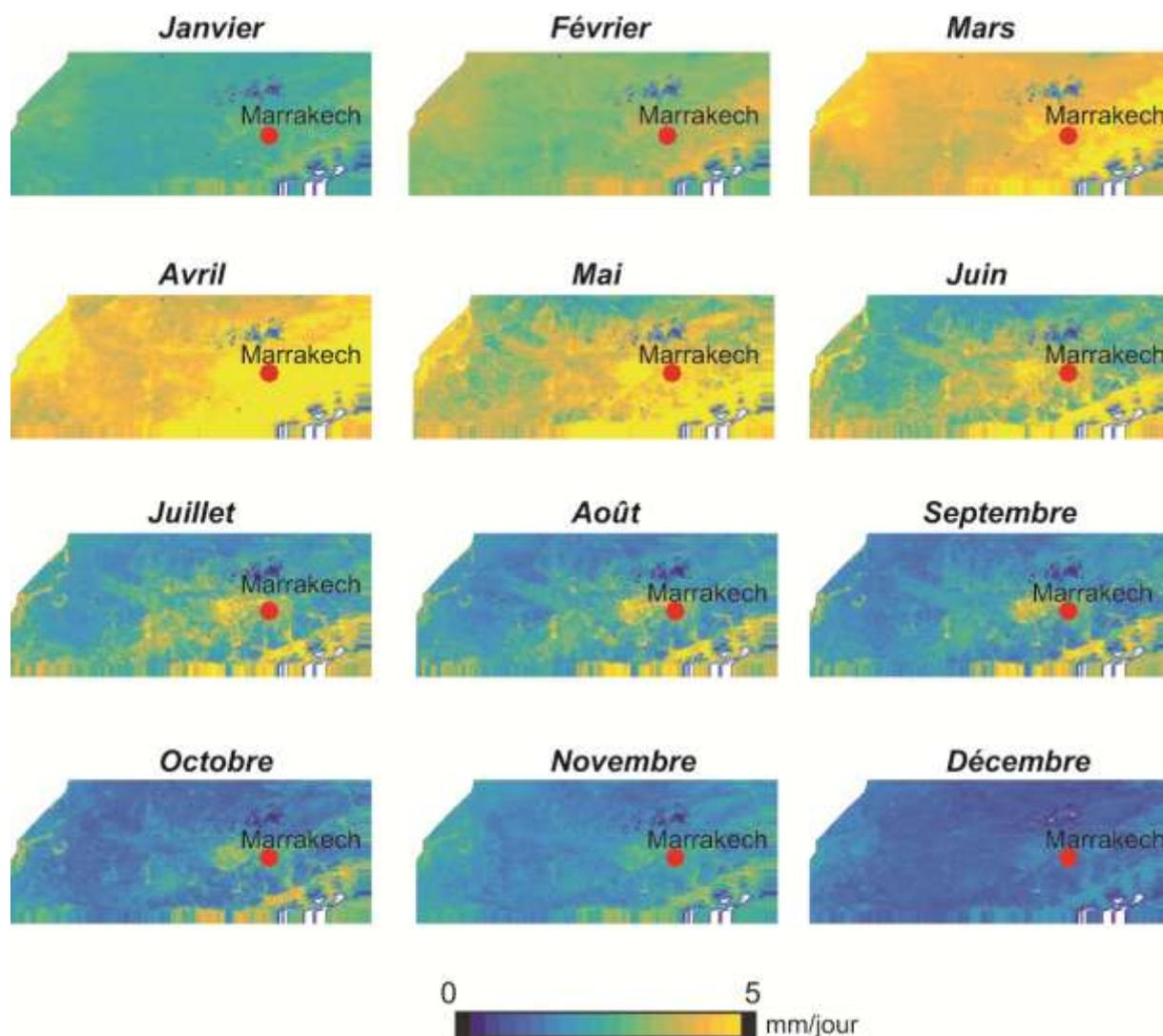


Figure 80: Climatologie de l'évapotranspiration mensuelle issue du prototype « tout satellite », sur la période 2001-2015. L'échelle va du bleu (0 mm/jour) au jaune vif (5 mm/jour).

Sur la base de cette climatologie, nous avons calculé des anomalies mensuelles d'ET. La figure 81 montre les anomalies pour 2 années contrastées pendant les mois de développement des cultures céréalières. La campagne agricole 2008-2009 a été marquée par des pluies très excédentaires en début de saison (Novembre) sur l'ensemble du Maroc et de nombreuses inondations meurtrières touchèrent le Nord du pays. Ces conditions ont persisté tout le long de la saison avec des pluies en abondance régulièrement distribuées. La production en céréales a été exceptionnelle avec plus de 100 millions de quintaux, un record

pour le Maroc. Ces conditions favorables (pour les cultures) sont bien reproduites sur les anomalies d'ET avec des valeurs atteignant 1.5 mm/jour. Les anomalies les plus importantes sont de plus observées sur des zones pluviales (Ouest de Marrakech) où les agriculteurs pratiquent une agriculture opportuniste en fonction des la distribution des pluies en début de saison. Les pluies abondantes du mois de Novembre ont très certainement encouragé les agriculteurs à semer et le développement a été régulier par la suite grâce aux bonnes conditions hydriques. Ces anomalies sur les zones pluviales persistent jusqu'au pic de développement (fin Mars). Elles sont un peu moins spectaculaires sur les zones irriguées où les apports d'eau sont assez bien sécurisés y compris pendant les années déficitaires. Par contraste, l'année 2012 a été marquée par un déficit de précipitations en particulier au printemps. En partant de conditions plutôt neutres en Janvier, le déficit hydrique s'accroît pour atteindre son maximum au moment du pic de développement qui coïncide souvent avec le stade phénologique de remplissage des grains pendant lequel les stress hydriques et thermiques doivent être évités. Ces fortes anomalies à ce stade clé du développement du blé a très certainement pénalisé la production puisque la production 2011-2012 a été très faible.

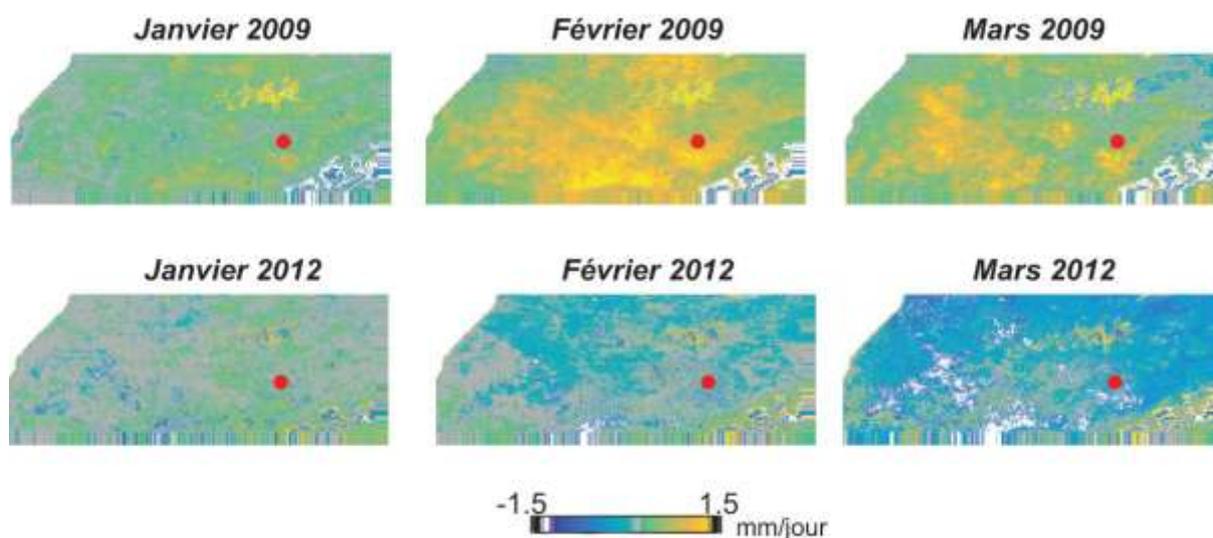


Figure 81: Cartes d'anomalie mensuelle de l'ET sur le Tensift, pour deux années contrastées : 2009 et 2012.

V. Confrontation avec les irrigations mensuelles par périmètre irrigué

Les valeurs d'évapotranspiration mensuelles additionnées des précipitations ERA-Interim cumulées ont été comparées aux apports d'eau de surface qui sont répertoriés mensuellement par l'ORMVAH pour chacun des périmètres irrigués dits « modernes » de la région.

La figure 82 représente la confrontation des évapotranspirations cumulées et des apports d'eau mensuels sur l'ensemble de ces périmètres durant l'année 2011. Le tableau 13 répertorie les statistiques par périmètre et les statistiques totales.

Tableau 13: Statistiques des comparaisons entre les évapotranspirations additionnées des précipitations, cumulées mensuellement et agrégées au niveau des périmètres irrigués par aux apports d'eau de surface de l'ORVMAH pour l'année 2011. Les identifiants et les index correspondent aux numérotations officielles au niveau de l'agence.

Identifiants	CV	R1	R3	Z1	H2	RG	RD	N1	Total
Index	4	40	42	14	26	34	32	28	-
r	0.54	0.52	0.63	0.73	0.19	0.48	0.31	0.40	0.8
RMSE (%)	115	41	43	88	55	37	65	61	89
Biais (%)	65	55	67	74	118	45	58	52	60

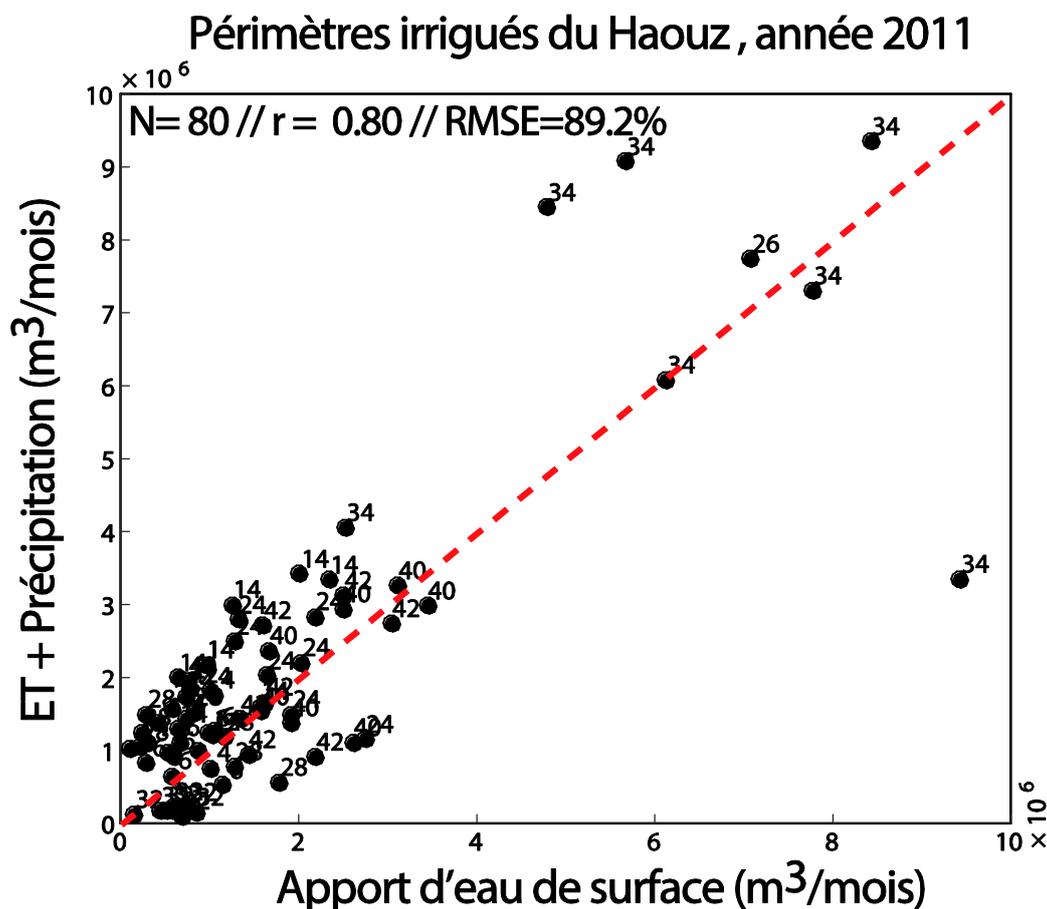


Figure 82: Confrontations des évapotranspirations, additionnées des précipitations, cumulées mensuellement et agrégées au niveau des périmètres irrigués, aux apports d'eau de surface de l'ORVMAH pour l'année 2011.

Il ressort de l'analyse de ces résultats que si la dynamique est correctement reproduite dans l'ensemble avec des coefficients de corrélation qui atteignent 0.73 pour le périmètre Z1

par exemple, la surestimation des apports est systématique. Cette surestimation systématique est de 60% en moyenne sur l'ensemble des périmètres pour l'année 2011. Les agriculteurs pratiquant une irrigation de complément sur la base des nombreux forages qui ont vu le jour ces dernières années, les apports d'eau de surface ne rendent donc certainement pas compte des quantités d'irrigation apportées sur les parcelles.

Un autre résultat frappant est la meilleure performance de notre prototype spatialisé à restituer les irrigations pour les périmètres irrigués qui sont dominés par des cultures céréalières comme le périmètre Z1 ou R3 par exemple. Ce résultat n'est certainement pas étranger au fait que le modèle TSEB a été évalué sur ce type de culture. En effet, les cultures arborées ont une géométrie plus complexe (culture en rang, éparsité) que le blé entraînant notamment des effets de « clumping », différents niveaux de couplages entre les sources de chaleur que sont les plages de sols nus et la végétation. Ces effets pourraient dégrader les performances de TSEB qui reste à évaluer dans ces conditions plus difficiles. Les coefficients de corrélation sont du même ordre de grandeur que ceux obtenus par Saaidi et al. (2015) qui ont mené une étude similaire sur un périmètre irrigué Tunisien mais en utilisant l'approche à coefficient cultural double du modèle FAO-56. Le scatterplot de la figure 82 montre un remarquable accord mais les écarts semblent être plus importants pour les grands périmètres comme le périmètre RG ou H2. De manière plus générale, la RMSE peut apparaître élevée mais elle est attribuée en grande partie au biais positif déjà évoqué. Le coefficient de corrélation est quant à lui très satisfaisant. Ces résultats méritent d'être étendus à l'ensemble des années et analysés beaucoup plus finement en collaboration avec nos partenaires gestionnaires notamment par rapport aux types de cultures dominantes et à la densité connue de forage.

VI. Conclusions

La comparaison entre le modèle météorologique ERA-Interim et les stations montre un bon accord, bien que biaisé, pour la température et l'humidité relative. Par contraste, le rayonnement incident présente un biais et une RMSE élevées. Ces données ont néanmoins été utilisées pour produire une cartographie journalière de l'ET à l'échelle d'une large fenêtre couvrant le bassin du Tensift. Les résultats préliminaires obtenus montrent la cohérence de la variabilité spatio-temporelle observée par rapport à notre connaissance de la région. La comparaison des simulations aux points de grilles sur lesquels ont été menées des expériences de terrain dans le cadre de l'observatoire Tensift présentent, comme attendu, des résultats

mitigés en particulier sur la partition entre chaleur sensible et chaleur latente. Pourtant, les résultats acceptables obtenus sur la simulation de l'énergie disponible sont très encourageants. Ces (fortes) différences dans la partition sont en grande partie attribuable à la représentativité très locale des mesures obtenues par les stations d'eddy-covariance installées sur des parcelles irriguées alors que l'environnement, qui est observé par le satellite et pris en compte par les ré-analyse ERA-Interim qui sont utilisés pour forcer TSEB, est dominé par des sols nus très secs. L'évaluation très indirecte des évapotranspirations simulées agrégées à l'échelle mensuelle et par périmètre irrigués par confrontation aux apports d'eau de surface mensuel a fourni des résultats acceptables et en bon accord avec des études similaires menées en Tunisie notamment (Saadi et al., 2015). La multiplication des forages privés explique notamment la forte surestimation de l'eau consommé par notre prototype de cartographie de l'évapotranspiration. En résumé, ce système, bien que les résultats préliminaires obtenus restent encore à affiner, ouvre de nombreuses perspectives qui seront détaillées dans le chapitre suivant.

Conclusions générale et Perspectives

Les ressources en eau dans les régions semi-arides subissent une pression grandissante sous l'effet de la croissance des besoins et de la réduction de leurs disponibilités accentuées par les effets des changements climatiques. Dans ce contexte, le principal défi de l'agriculture irriguée est l'augmentation de la production agricole avec des ressources en eau limitées. Ceci exige une connaissance précise de la consommation réelle en eau des cultures irriguées sur de grandes superficies afin d'être en mesure d'apporter à la plante la quantité d'eau adéquate en temps et en heure. Pour ce faire, à cette échelle, le recours à la modélisation appuyée par les données de télédétection est indispensable.

Dans ce contexte, notre travail avait pour ambition initial d'évaluer et d'adapter un outil, de complexité intermédiaire entre les formalismes des approches empirique et les modèles SVAT et donc nécessitant peu de données, pour le suivi spatialisée de la consommation en eau des paysages agricole hétérogène en région semi-aride. Etant donné la difficulté de connaître les apports d'eau d'irrigation à l'échelle parcellaire sur de grandes superficies, nous nous sommes orientés préférentiellement vers un modèle de bilan d'énergie piloté par la télédétection spatiale. En effet, si les observations de température de surface, principal forçage de ce type d'outil, ne sont pas disponibles avec une résolution compatible avec le parcellaire fin des paysages agricoles semi-arides, plusieurs initiatives des agences spatiales occidentales (NASA, ESA) et Indiennes (Indian Space Research Organisation ou ISRO) sont en train de voir le jour pour fournir des observations de températures de surface à haute répétitivité et à haute résolution.

En pratique, l'estimation directe de l'évapotranspiration à partir de la température de surface a été explorée par le biais du modèle de bilan d'énergie TSEB. Les performances et le comportement de ce modèle ont été évalués en deux phases. Nous nous sommes dans un premier temps, qui a constitué une grosse partie de la thèse, attachés à confronter les simulations de cet outil à un ensemble cohérent d'observations *in situ*. Une grande partie de ce travail de thèse a donc été consacré au recueil, au traitement et à l'exploitation d'une large base de données terrain ainsi qu'au traitement de plusieurs séries d'images à haute résolution. J'ai donc eu l'opportunité de me familiariser avec l'établissement d'un protocole expérimental visant à suivre soit avec des mesures en continues soit par des campagnes ponctuelles, les caractéristiques de la végétation (fraction du couvert, surface foliaire), l'humidité du sol et les échanges convectifs entre la surface et l'atmosphère. Une autre grande partie de mon travail de thèse a aussi consisté à traiter les enquêtes d'occupation du sol auxquelles j'ai activement participé, les mesures de signatures spectrales des couverts et des sols (instrument

CROPSCAN) ainsi que les photos hémisphériques pour l'estimation de la fraction du couvert et de la surface foliaire. Je me suis également attaché à la correction des images satellitaires optiques et thermique, à haute et basse résolution spatiale et temporelle, utilisé pour piloter les modèles. Nous avons ensuite évalué la qualité des produits satellites (Température de surface ASTER, albédo SPOT5) par confrontation aux observations *in situ*.

Dans un second temps, cette base de données a permis de forcer le modèle TSEB avec une réalité observée pour évaluer ses performances dans des conditions optimales. Notre objectif étant de mener une recherche finalisée pouvant avoir des retombées pour l'aide au pilotage de l'irrigation, nous avons comparé le modèle TSEB à un autre outil très utilisé dans ce contexte : l'approche à coefficient cultural double de la FAO-56. Cet outil, préalablement calibré grâce à de nombreux travaux passés (Duchemin et al., 2006 ; Er-Raki et al., 2007, 2008, 2009 ; Le Page, 2014) sur les principales cultures rencontrées dans notre région d'étude a été considéré comme notre référence. Nous avons d'abord évalué la précision des données de température de surface et de surface foliaire, provenant des satellites, avec les mesures, avant de passer à l'évaluation du modèle dans l'estimation de l'évapotranspiration, de sa partition entre évaporation du sol et transpiration de la végétation ainsi que dans la détection de stress. Les principaux résultats obtenus peuvent être résumés comme suit :

- le modèle TSEB offre des performances acceptables pour la prédiction de l'évapotranspiration. Les RMSE pour les valeurs journalières sont inférieures à 1 mm/jour pour toutes les parcelles considérées. Si l'approche à coefficient cultural double de la FAO-56 calibrée présente des performances équivalentes quand les irrigations sont bien connues, ses performances se trouvent significativement dégradées lorsque les quantités d'eau d'irrigation sont incertaines comme pour la parcelle de betterave 2011-2012 irriguée par goutte-à-goutte,
- l'analyse de sensibilité aux principaux paramètres du modèle TSEB montre que l'outil est assez robuste face à des variations réalistes des paramètres d'entrées,
- dans certaines conditions spécifiques telles que l'élimination des plantes invasives, l'approche TSEB a également un avantage sur la FAO-56 pour la prévision de l'ET car elle est guidée par la température de surface. L'augmentation de la température de surface associée au retrait des adventices (et à l'augmentation associée de la fraction de sol nu) a permis de bien reproduire la diminution observée de l'ET, alors que la saturation du NDVI pour l'approche FAO-56 a pénalisée cette approche. En revanche, TSEB fournit des performances plus faibles pendant la phase de sénescence. Une

façon d'améliorer ce point particulier serait de mieux prendre en compte le changement des propriétés radiatives des tissus sénescents dans le modèle (par exemple, Merlin et al., 2014),

– la performance des deux approches pour détecter le stress hydrique est similaire pour des stress modérés (<0.3). Néanmoins, la FAO-56 surpasse la TSEB pour la plage de valeurs la plus élevée, où le bilan hydrique prend l'avantage sur la seule température de surface radiative pour évaluer l'état hydrique de la culture,

– enfin, les deux approches sont capables de partitionner l'ET en ses deux composantes : l'évaporation du sol et la transpiration des plantes. Par manque de données continues telles des mesures de flux de sève, leurs performances en termes de partition ont été évaluées: (1) indirectement, en corrélant les prédictions d'évaporation du sol à l'humidité de surface du sol échantillonnées sur plusieurs parcelles. Pour les LAI faibles ($<1.5 \text{ m}^2/\text{m}^2$), la corrélation est significative pour les deux modèles et légèrement meilleure pour la FAO-56. Plusieurs auteurs ont d'ailleurs déjà montré les potentialités des approches de type bilan d'énergie piloté par une température de surface pour l'inversion de l'humidité superficielle (Pierdicca et al., 2012) ; (2) par des mesures ponctuelles isotopiques. Cette comparaison montre une légère surestimation des flux de transpiration par la FAO-56.

Nous avons ensuite testé une approche beaucoup plus prospective basée sur la théorie des systèmes dynamiques non-linéaires et qui n'a jamais été testée dans ce contexte. Cette approche a une philosophie radicalement opposée à la modélisation déterministe puisqu'elle consiste à développer un modèle « empirique » sur les seules données observées. Il s'agit d'une méthode autonome ne nécessitant aucun forçage externe (comme les forçages météorologiques pour les modèles SVAT et de bilan d'énergie). Nous avons pour cela cherché un modèle dit « global » sur la base d'une série semi-horaire d'ET recueillie sur le site de betterave 2011-2012. Le modèle ainsi obtenu présente une dynamique transitoire chaotique. Nous avons ensuite étudié ses capacités prédictives. Les résultats, bien sûr, n'ont pas répondu à nos espérances puisqu'au bout de 3 heures de simulation, la moyenne des simulations atteint $30 \text{ (W/m}^2\text{)}$, et dans le contexte de l'aide au pilotage de l'irrigation ceci ne présente qu'un intérêt limité pour les agriculteurs ou les gestionnaires. Néanmoins, cette approche reste particulièrement séduisante et nous regrettons de ne pas avoir pu la tester sur la base d'une série temporelle de valeurs journalières multi-annuelles comme celle que nous fournit le prototype « tout satellite » de cartographie de l'évapotranspiration journalière que

nous avons développé dans la dernière partie de cette thèse. En effet, nous émettons l'hypothèse, qui reste à vérifier, qu'une série à la fois plus longue et qui caractérise la variabilité aux échelles d'intérêt (variations inter-journalières, inter-saisonnières et inter-annuelles et non infra-journalière comme la série semi-horaire que nous avons testée) pourrait permettre une recherche de modèle global plus adapté.

Enfin, dans la dernière partie de ce travail, nous avons développé un prototype pour la cartographie de l'évapotranspiration uniquement basé sur les produits satellites (produits MODIS) et des ré-analyses (ERA-Interim). Ces données sont distribuées librement et sont donc accessibles à tous, notamment aux gestionnaires. Ce système a été basé sur le modèle TSEB eu égard à ses bonnes performances mises en évidence dans la partie précédente. Nous nous sommes attachés dans un premier temps à évaluer la qualité des forçages météorologiques ERA-Interim. Ces forçages sont disponibles sur des points de grille d'environ 80 km et nécessitent quelques traitements, notamment relatif à la différence d'altitudes entre le point de grille ERA-Interim et la vraie altitude locale. Nous avons appliqué un gradient de température et une correction pour le vent. La confrontation des ré-analyses corrigées à l'heure de passage du satellite TERRA aux mesures météorologiques des stations météo de l'observatoire Tensift ont fait apparaître :

- un biais positif sur la température de l'air. Ce biais s'explique principalement par le fait que les stations météorologiques sont installées sur des sites irrigués. La température locale est donc plus basse que la température simulée par ERA-Interim sur un point de grille de 80 km qui voit majoritairement l'environnement de la station principalement constitué de sol nu et donc plus chaud. Cette hypothèse est renforcée par le fait que (1) les biais sont plus forts sur les stations situées à l'Ouest de Marrakech (Chichaoua) qui est une zone quasi-désertique et (2) les biais sont aussi plus forts sur les sites arborés que sur les sites de cultures annuelles,
- un biais positif sur le vent et une surestimation du rayonnement incident qui restent encore à creuser.

De manière plus globale, les ré-analyses ERA-Interim peuvent être considérées comme bonnes. L'humidité relative notamment est remarquablement bien simulée avec un coefficient de corrélation $r=0.77$ et un biais très faible (0.3 %). Ces ré-analyses corrigées sont donc ensuite utilisées pour forcer le modèle TSEB sur la période 2001-2015. Nous avons ensuite évalué les 4 composantes du bilan radiatif simulé par notre prototype « tout satellite » suivant 2 approches : (1) une approche directe par un benchmarking sur la base de toutes les

expériences menées sur la plaine du Haouz depuis le début du projet SudMed en 2001 ; (2) une approche indirecte de la mesure de la consommation en eau au niveaux des périmètres en confrontant les prédictions d'ET additionnées des précipitations, cumulées mensuellement et agrégées au niveau des périmètres irrigués par rapport aux apports d'eaux mensuels sur ces même périmètres qui nous ont été fournis par notre partenaire l'Office Régional de Mise en Valeur Agricole du Haouz (ORMVAH). Ces résultats, s'ils restent encore préliminaires font apparaître les points suivants:

- si l'énergie disponible est correctement reproduite ($r= 0.63$ et $RMSE = 73 \text{ W/m}^2$), la partition entre chaleur sensible et chaleur latente semblent très difficile à évaluer étant donné la différence d'échelle entre les prédictions « satellites » et le caractère très local (parcelle) des mesures par eddy corrélation. Cette différence d'échelle est particulièrement sensible sur les zones semi-arides où les zones irriguées sont entourées de zones de sols nus non cultivées,
- une forte surestimation (quasiment un facteur 2) de l'eau réellement consommée par les cultures à l'échelle des périmètres irrigués par rapport aux apports d'eau fournies par l'ORMVAH. La première explication est liée à la tendance sur les dernières années à la multiplication des forages incontrôlée qui touche la région. Les agriculteurs complètent les apports d'eau de l'ORMVAH par leur propre puits afin de sécuriser la récolte et indépendamment du besoin réel de la culture. Un résultat similaire a été montré en Tunisie par Saadi et al. (2015).

Malgré ces résultats plutôt mitigés, ce travail ouvre de nombreuses pistes. Ce système que nous avons développé doit être évalué en profondeur notamment sur la base de mesures spatialisées de l'évapotranspiration qui pourraient être recueillies par un scintillomètre. Il s'agirait notamment d'installer cet appareil le long d'un transect hétérogène composé de cultures irriguées et de zones de sols nus non cultivées afin de pouvoir confronter les simulations sur des échelles qui soient compatibles. De manière plus générale, ce travail s'inscrit dans un objectif plus large, qui n'a pu être rempli dans le cadre de cette thèse, qui était d'évaluer l'efficacité de l'utilisation de l'eau des cultures irriguées. Nous disposons d'un système de caractérisation de l'évapotranspiration à grande échelle qui reste à affiner. Il s'agit maintenant de développer une méthode pour suivre la production en biomasse et en grain, dans un premier temps des cultures annuelles pour des raisons de simplicité évidentes. Une approche prometteuse a été proposée par Anderson et al. (2008) et Schull et al. (2015) qui ont couplé le modèle TSEB à un modèle de photosynthèse et de production simple basé sur les

efficacités pour rester dans la même philosophie de modélisation. Cette approche est séduisante car elle ne nécessite pas de variables de forçages supplémentaires si ce n'est une mesure du carbone atmosphérique. Elle permettrait d'évaluer la production végétale et à l'aide de simples relations empiriques basées sur un indice de récolte (Toumi et al., 2016), la production en grain afin, *in fine*, de produire des indicateurs de haut niveau pour caractériser spatialement l'efficacité de l'utilisation de l'eau agricole. Cette information est particulièrement importante pour les gestionnaires afin d'évaluer les pratiques et d'identifier les zones où la conduite des parcelles est bien menée de celles où l'efficacité est moindre. L'analyse de l'historique de tels indicateurs, que notre prototype permettrait, sur les 15 dernières années permettrait aussi de détecter d'éventuelles tendances voire rupture à mettre en relation avec des changements de pratiques ou la variabilité climatique. Il conviendrait aussi de développer une cartographie d'indices de stress hydriques sur la base de l'indice de stress que nous avons testé dans la première partie de mon travail notamment pour cartographier la sécheresse agronomique. Ces indices journaliers intégrés sur les stades phénologiques clés des cultures pourraient, en particulier, enrichir les systèmes d'alerte précoce existant dans la région comme le système MEDI (Mediterranean Drought Index) développé au CESBIO (<http://osr-cesbio.ups-tlse.fr/medi/>).

D'un point de vue plus méthodologique, l'utilisation des données issues capteurs à haute répétitivité et à haute résolution Sentinel-1 et 2 lancés récemment. Ces nouvelles données vont permettre de suivre avec une meilleure résolution les caractéristiques du couvert (Sentinel-2) mais aussi potentiellement l'humidité superficielle du sol (Sentinel-1). Même si les recherches sont encore en cours notamment dans le cadre du projet H2020 REC (Merlin et al., 2016), l'intégration de ces nouveaux produits à haute résolution pourrait permettre d'améliorer l'estimation de la composante évaporation prédite par les modèles de bilan d'énergie à double source comme TSEB et, *in fine*, la partition. A plus long terme, nous pouvons envisager un pilotage de l'irrigation sur la base de la transpiration seule (eau réellement consommée par la plante) et non l'évapotranspiration comme c'est le cas actuellement.

En outre la simplicité d'utilisation et algorithmique de TSEB laisse envisager des applications opérationnelles de pilotage de l'irrigation avec les nouvelles missions thermiques qui se préparent sur les satellites Sentinel 3A-3B²⁵. Aussi, afin de renforcer la validation de l'outil, il serait intéressant d'aborder l'opportunité offerte par le développement des drones

²⁵ <https://sentinel3.cnes.fr/fr>

miniature capable d'embarquer des capteurs optique et infrarouge thermique dont l'accès se démocratise.

Enfin, sur l'approche de modélisation globale, bien que le résultat obtenu ne présente qu'une opérationnalité limitée, il présente un intérêt scientifique puisqu'il s'agit de la première application de cette méthode à ce type de données. Néanmoins, comme déjà évoqué, la suite du travail sur cet axe consistera à développer un nouveau modèle global sur la base de série historique journalière afin d'étudier la prévisibilité sur des temps plus longs.

Références bibliographiques

- Abtew, W. and Melesse A., 2013. Evaporation and evapotranspiration: measurements and estimations. Springer Science + Business Media, Dordrecht. 219p.
- Akaike H. 1974. A new look at the statistical model identification, IEEE Transactions on Automatic Control, 19 (6), 716-723.
- Akhannouch, A., 2011. Situation de l'agriculture marocaine. Ministre de l'Agriculture et de la Pêche Maritime. 204 p.
- Aguirre L. A. & Billings S. A. 1995. Dynamical effects of overparametrization in nonlinear models, Physica D, 80 (1,2), 26-40.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., 1998. Crop evapotranspiration. Guideline for computing crop water requirements. FAO irrigation and drainage paper n. 56, Rome, Italy, 326 pp.
- Allen, R.G., 2000, Using the FAO-56 dual crop coefficient method over an irrigated region as part of an evapotranspiration intercomparison study. Journal of Hydrology, 229, pp. 27-41.
- Allen, R. G., M. Tasumi, A. T. Morse, and R. Trezza. 2005. A Landsat- based energy balance and evapotranspiration model in western U.S. water rights regulation and planning, J. Irrig. Drain. Syst., 19, 251-268.
- Allen, R.G., Tasumi, M., Trezza, R., 2007. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)-Model. J. Irrig. Drain. Eng. 133, 380-394.
- Anderson, M. C., Norman, J. M., Mecikalski, J. R., Torn, R. D., Kustas, W. P., and Basara, J. B. 2004. A multi-scale remote sensing model for disaggregating regional fluxes to micrometeorological scales, J. Hydrometeor., 5, 343-363.
- Anderson, M. C., J. M. Norman, W. P. Kustas, F. Li, J. H. Prueger, and J. M. Mecikalski, 2005: Effects of vegetation clumping on two-source model estimates of surface energy fluxes from an agricultural landscape during SMACEX. J. Hydrometeor., 6, 892-909.
- Anderson, M.C., Norman, J., Kustas, W., Houborg, R., Starks, P., Agam, N., 2008. A thermal-based remote sensing technique for routine mapping of land-surface carbon, water and energy fluxes from field to regional scales. Remote Sens. Environ. 112, 4227-4241. doi:10.1016/j.rse.2008.07.009
- André, J. C., J. P. Goutorbe and A. Perrier, 1986: HAPEX-MOBILHY: A hydrologic atmospheric experiment for the study of water budget and evaporation flux at the climatic scale. Bull. Amer. Meteor. Soc., 67, 138-144.
- André, J. C., J.-P. Goutorbe, A. Perrier, F. Becker, P. Bessemoulin, P. Bougeault, Y. Brunet, W. Brutsaert, T. Carlson, R. Cuenca, J. Gash, J. Gelpe, P. Hilderbrand, J.-P. Lagouarde, C. Lloyd, L. Mahrt, P. Mascart, C. Mazaudier, J. Noilhan, C. Ottlé, M. Payen, T. Phulpin, R. Stull, J. Shuttleworth, T. Schmugge, O. Taconet, C. Tarrieu, R.-M. Thepenier, C. Valencogne, D. Vidal-Madjar and A. Weill, 1988: Evaporation over land surfaces: first results from HAPEX- MOBILHY special observing period. Ann. Geophys., 6, 477-492.
- Aouade G. 2012. La partition de l'évapotranspiration en évaporation du sol et transpiration de la végétation dans le continuum « Sol - Plante- Atmosphère » pour une culture de blé dans la région du Haouz : Techniques isotopiques et modélisation. Rapport master, Université Cadi Ayyad, 118 p.
- Aouade, G., Ezzahar, J., Amenzou, N., Er-Raki, S., Benkaddour, A., Khabba, S., Jarlan, L., 2016. Combining stable isotopes and micrometeorological measurements for partitioning evapotranspiration of winter wheat into soil evaporation and plant transpiration in a semi-arid region. Agric. Water Manag. 177, 181-192. doi:10.1016/j.agwat.2016.07.021
- Arora, Vivek. 2002. Modeling Vegetation as a Dynamic Component in Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer Schemes and Hydrological Models. Reviews of Geophysics 40(2):1006. Retrieved March 8, 2016 (<http://doi.wiley.com/10.1029/2001RG000103>).
- Asrar, G., Fuchs, M., Kanemasu, E. T. and Hatfield, J. L., 1984. Estimating absorbed photosynthetic radiation and leaf area index from spectral reflectance in wheat. Agronomy Journal, vol.76, pp. 300-306.
- Bacour, C. & Bréon, F. M., 2005. Variability of land surface BRDFs. Remote Sensing of Environment, 98,80e95.

- Baker, J.M.; Van Bavel, C.H.M, 1987. Measurements of mass flow of water in the stems of herbaceous plants. *Plant Cell Environ.*, 10 :777-782.
- Bannari, A., Morin, D., Bonn, F, and Hutch. A. 1995. A Review of Vegetation Indices, *Remote Sensing Reviews*, 13, pp. 95-120.
- Bannari A., Huete A.R., Morin D., and Zagolski F., 1996. Effects of soil colour and brightness on vegetation index. *International Journal of Remote Sensing*, vol.17, pp: 1885-1906.
- Baret, F., and Guyot, G., 1991. Potentials and limits of vegetation indices for LAI and APAR assessment. *Remote Sensing of Environment*, vol.35, pp: 161-173.
- Bariou R., Lecamus D. et Henaff F.L. 1985. Indices de végétation, Rennes : Centre régional de Télédétection, Université de Rennes 2 : Presses universitaires de Rennes 2.
- Bastiaanssen W.G.M., 1995. Regionalization of surface flux densities and moisture indicators in composite terrain. Doctoral thesis, Wageningen Agricultural University. Wageningen, The Netherlands, 273 p.
- Bastiaanssen, W. G. M., Menenti, M., Feddes, R. A., & Holtslag, A. A. M., 1998a. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) I. Formulation. *Journal of Hydrology*, 212–213, 198–212.
- Bastiaanssen, W. G. M., Pelgrum, H., Wang, J., Ma, Y., Moreno, J. F., & Roerink, G. J., 1998b. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL) 2 Validation. *Journal of Hydrology*, 212(213), 213–229.
- Bastidas, L.A., Gupta, H.V., Sorooshian, S., Shuttleworth, W.J., Yang, Z.L., Bastidas, L.A., Gupta, H.V., Sorooshian, S., Shuttleworth, W.J., Yang, Z.L., 1999. Sensitivity analysis of a land surface scheme using multicriteria methods. *J. Geophys. Res.* 104, 19481–19490, <http://dx.doi.org/10.1029/1999JD900155>.
- Bates, B.C., Kundzewicz, Z.W., Wu, S., Palutikof, J.P. 2008. Climate change and water. technical paper of the intergovernmental panel on climate change. IPCC Secretariat, Geneva, Switzerland.
- Bausch, W.C., Neale, C.M.U., 1987. Crop coefficients derived from reflected canopy radiation: a concept. *Trans. ASAE* 30, 703–709.
- Becker, F. and Li, Z. L. 1990. Temperature-independent spectral indices in thermal infrared bands, *Rem. Sens. Environ.*, 32, 17–33.
- Becker, M., 1991. Une technique nouvelle d'utilisation des photographies hémisphériques pour la mesure du climat lumineux en forêt. *Annales des sciences forestières, INRA/EDP Sciences*, 1971, 28 (4), pp.425-442.
- Becker, F., and Li, Z. L., 1993. Surface temperature and emissivity at various scales: definition, measurements and related problems. In "Thermal remote sensing of the energy and water balance over vegetation in conjunction with other sensors," (CEMAGREF, ed.), September 1993, pp. 35-60, Lalonde Les Maures.
- Benhadj Iskander. 2008 Observation spatiale de l'irrigation d'agrosystèmes semi-arides et gestion durable de la ressource en eau en plaine de Marrakech. Thèse de doctorat. Université Toulouse 3. 288 p.
- Berk, A., Bernstein, L. S. & Robertson, D. C. 1989. MODTRAN : A Moderate Resolution Model for LOWTRAN 7, GL-TR-89-0122, Geophys. Lab., Bedford, MA, USA, 38p.
- Berg, A.A., Famiglietti, J.S., Walker, J.P., Houser, P.R., 2003. Impact of bias correction to reanalysis products on simulations of North American soil moisture and hydrological fluxes. *J Geophys Res-Atmos*, 108(D16).
- Bicheron, P., & Leroy, M., 2000. Bi-directional reflectance distribution function signatures of major biomes observed from space. *Journal of Geophysical Research*, 105, 26,669e26,681.
- Bigéard, G., 2014. Estimation spatialisée de l'évapotranspiration à l'aide de données infra-rouge thermique multi-résolutions. Thèse de doctorat. Université Toulouse III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier).
- Bindlish, R., Kustas, W. P., French, A. N., Diak, G. R., and Mecikalski, J. R. 2001. Influence of near-surface soil moisture on regional scale heat fluxes: model results using microwave remote sensing data from SGP97, *IEEE T. Geosci. Remote*, 39, 1719– 1728.
- Blinda, M., & Giraud, J. 2012. Vers une meilleure efficacité de l'utilisation de l'eau en Méditerranée. *LES CAHIERS DU PLAN BLEU* N°14, 44.
- Blyth, E.M. et Harding, R.J., 1995, Application of aggregation models to surface heat flux from the Sahelian tiger bush, *Agric. Forest Meteorol.*, 72, 213-235.
- Blümel, K., 1998. Estimation of sensible heat flux from surface temperature wave and one-time-of-day air temperature observation. *Boundary-Layer Meteorol.* 86 (2), 193–232.

- Bolle, H.J., Andre, J.C., Arrue, J.L., Barth, H.K., Bessemoulin, P., Brasa, A., De Bruin, H.A.,R., Cruces, J., Dugdale, G., Engman, E.T., Evans, D.L., Fantechi, R., Fiedler, F., van de Griend, A., Imeson, A.C., Jochum, A., Kabat, P., Kratzsh, T., Lagouarde, J.P., Langer, I., Llamas R., Lopez Baeza, E., Melia Miralles, J., Muniosguren, L.S., Nerry, F., Noilhan, J., Oliver, H.R., Roth, R., Saatchi, S.S., Sanchez Diaz, J., de Santa Olalla, M., Shuttleworth, W.J., Sögaard, H., Stricker, H., Thornes, J., Vauclin, M., and Wickland, A., 1993. EFEDA: European Field Experiment in a Desertification Threatened Area. *Ann. Geophys.*, 11: 173–189.
- Bonan, G.B. 2008. Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. *Science*. 320, 1444–1449.
- Bonn F., Rochon G. 1993. Précis de Télédétection - Vol. 1 Principes et méthodes, Presses de l'Université du Québec / AUPELF, 485.
- Boudhar, A., Duchemin, B., Hanich, L., Chaponnière, A., Maisongrande, P., Boulet, G., Stitou, J. and Chehbouni, A. 2007. Analyse de la dynamique des surfaces enneigées du Haut Atlas Marocain à partir des données SPOT-VEGETATION. *Sécheresse* 18 (4): 278-88.
- Boudhar, A. 2009. —Télédétection Du Manteau Neigeux et Modélisation de La Contribution Des Eaux de Fonte Des Neiges Aux Débits Des Oueds Du Haut Atlas de Marrakech. || Cadi Ayyad University of Marrakech.
- 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. Thèse de doctorat. Université Grenoble 1.
- 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, <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2007.05.012>.
- Boulet, G., Olioso, A., Ceschia, E., Marloie, O., Coudert, B., Rivalland, V., Chirouze, J. and Chehbouni, G., 2012. An empirical expression to relate aerodynamic and surface temperatures for use within single-source energy balance models, *Agric. For. Meteorol.*, 161, 148–155, doi:10.1016/j.agrformet.2012.03.008.
- Boulet, G., Mougnot, B., Lhomme, J.P., Fanise, P., Lili-Chabaane, Z., Olioso, A., Bahir, M., Rivalland, V., Jarlan, L., Merlin, O., Coudert, B., Er-Raki, S., Lagouarde, J.P., 2015. The SPARSE model for the prediction of water stress and evapotranspiration components from thermal infra-red data and its evaluation over irrigated and rainfed wheat. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 19, 4653–4672, <http://dx.doi.org/10.5194/hess-19-4653-2015>.
- Bos G. Marinus, Kselik R. A. L., Allen G. Richard, Molden David. 2008. Water Requirements for Irrigation and the Environment Springer Science & Business Media, 23 nov. - 174 pages.
- Braud, I., Dantas Antonio, A.C., Vauclin, M., Thony, J.L., & Ruelle, P., 1995. A Simple Soil Plant Atmosphere Transfer model (SisPAT): Development and field verification. *Journal of Hydrology*, 166, 213-250.
- Brooks, R.H., and A.T. Corey. 1964. Hydraulic properties of porous media, Colorado University, Fort Collins.
- Brutsaert, W., 1982. *Evaporation into the Atmosphere : Theory, History and Applications*, volume 1. Springer, 1982. ISBN 9027712476. 29
- Bsaibes, A., Courault, D., Baret, F., Weiss, M., Olioso, A., Jacob, F., Hagolle, O., Marloie, O., Bertrand, N., Desfond, V., Kzemipour, F., 2009. Albedo and LAI estimates from FORMOSAT-2 data for crop monitoring. *Remote Sens. Environ.* 113, 716–729, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2008.11.014>.
- Burnet, Boyd. A Procedure for Estimating Total Evapotranspiration using Satellite-Based Vegetation Indices with Separate Estimates from Bare Soil. 2007. Master of Science thesis. University of Idaho (USA).
- Burgess, S.S.O., Adams, M.A., Turner, N.C., Beverly, C.R., Ong, C.K., Khan, A.A.H., Bleby, T.M. 2001. An improved heat pulse method to measure slow and reverse flow in woody plants. *Tree Physiology*, vol.21, pp: 589-598.
- Byun, K., Liaqat, U.W., Choi, M., 2014. Dual-model approaches for evapotranspiration analyses over homo- and heterogeneous land surface conditions. *Agric. For. Meteorol.* 197, 169–187. doi:10.1016/j.agrformet.2014.07.001
- Calera A., Osann A., Cuesta A., Montoro Rodríguez A., López Fuster P. 2005. Irrigation management from space: Towards user-friendly products. *Irrigation and Drainage Systems*, 19, 3-4:337-353.
- Calvet, J.C., Noilhan, J., & Wigneron, J.P., 2001. Root-zone soil moisture analysis using microwave radiometry. In ISPRS-CNES (Ed.), *Proceedings du 8ème Symposium International Mesures Physiques et Signatures en Télédétection* (pp. 629-637). Aussois, France.

- Cammalleri, C., Agnese, C., Ciraolo, G., Minacapilli, M., Provenzano, G., & Rallo, G. (2010). Actual evapotranspiration assessment by means of a coupled energy/hydrologic balance model: Validation over an olive grove by means of scintillometry and measurements of soil water contents. *Journal of Hydrology*, 392(1-2), 70-82. <http://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.07.046>
- Campbell, G.S., Norman, J.M., 1998. An introduction to environmental biophysics: 2nd edition. Springer-Verlag, New York, USA, 316 p.
- Campos, I., Villodre, J., Carrara, A., Calera, A., 2013. Remote sensing-based soil water balance to estimate Mediterranean holm oak savanna (dehesa) evapotranspiration under water stress conditions. *J. Hydrol.* 494, 1-9.
- Canoui J. 1999. 'Passive infrared detection theory and application', Springer, 652pp.
- Carlson, T. N. and Ripley, D. A.: On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index, *Remote Sens. Environ.*, 62, 241-252, doi:10.1016/S0034-4257(97)00104-1, 1997.
- Carlson T. N., Capehart W. J., Gillies R. R., 1995a. A new look at the simplified method for remote sensing of daily evapotranspiration. *Remote Sens Environ* 54:161-167. doi:10.1016/0034-4257(95)00139-R.
- Carter G.A., Miller R.L. 1994. Early detection of plant stress by digital imaging within narrow stress-sensitive waveband, *Remote sensing of environment*, Vol. 50 (3), 295-302.
- Cess, R. D., 1978. Biosphere-albedo feedback and climate modeling. *Journal of Atmospheric Science* 35:1765-1768.
- Chaponniere, A., Maisongrande, P., Duchemin, B., Hanich, L., Boulet, G., Escadafal, R. and Elouaddat, S., 2005, A combined high and low spatial resolution approach for mapping snow covered areas in the Atlas mountains. *International Journal of Remote Sensing*, 26, pp. 2755-2777.
- Chehbouni, A., 1992. Présentation d'un modèle de transfert couplé de masse et de chaleur dans le système sol-végétation-atmosphère pour les zones arides et semi-arides. Thèse Soutenue au Centre d'Etude Spatiale de la Biosphère (163 pages).
- Chehbouni, A., Nichols, W. D., Njoku, E. G., Qi, J., Kerr, Y., and Cabot, F. 1997. A three component model to estimate sensible heat flux over sparse shrubs in Nevada, *Rem. Sens. Rev.*, 15, 99-112.
- Chehbouni, A., D.C. Goodrich, M.S. Moran, C.J. Watts, Y.H. Kerr, G. Dedieu, W.G. Kepner, W.J. Shuttleworth et S. Sorooshian, 2000. A Preliminary Synthesis of Major Scientific Results during the Salsa Program. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 105, pp. 311-323.
- Chehbouni A., Escadafal R., Dedieu G., Errouane S., Boulet G., Duchemin B., Mougnot B., Sminonneaux V., Seghieri J., Timouk F., 2003. A multidisciplinary program for assessing the sustainability of water resources in semi-arid basin in Morocco: SUDMED. EGS - AGU - EUG Joint Assembly, Nice, France, 6-11 April 2003.
- Chehbouni A., Escadafal R., Boulet G., Duchemin B., Dedieu G., Hannich L., et al. 2004. Integrated modelling and remote sensing approach for sustainable management of water resources in Tensift region (SudMed) : preliminary results, current status and new challenges. *Integrated Water Resources Research and Development in southeastern Morocco*, International Conference, 1st- 2nd April 2004, Ouarzazate, Morocco.
- Chehbouni, A., Escadafal, R., Boulet, G., Duchemin, B., Simonneaux, V., Dedieu, G., Mougnot, B., Khabba, S., Kharrou, H., Merlin, O., Chaponnière, A., Ezzahar, J., Erraki, S., Hoedjes, J., Hadria, R., Abourida, H., Cheggour, A., Raibi, F., Boudhar, A., Hanich, L., Guemouria, N., chehbouni, Ah., Oliosio, A., Jacob, F. and Sobrino, J. 2008. An integrated modelling and remote sensing approach for hydrological study in semi-arid regions: the SUDMED Program. *International Journal of Remote Sensing*. 29:5161-5181.
- Chemin Y. 2003. Evapotranspiration of crops by remote sensing using the energy balance based algorithms. http://www.iwmi.cgiar.org/assessment/Publications/conference_papers.htm, 10p.
- Chen, F. and Dudhia, J., 2001. Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: model implementation and sensitivity. *Mon. Wea. Rev.* 129, 569-585.
- Chen, J. M., & Cihlar, J., 1996. Retrieving leaf area index of boreal conifer forests using Landsat TM images. *Remote Sensing of Environment*, 55, 153-162.
- Chen, W., Novak, M.D., Black, T.A. et Lee, X., 1997a, Coherent eddies and temperature functions for three contrasting surfaces. Part I : ramp model with finite microfront time, *Bound.-Layer Meteorol.* 84, 99-123.

- Chen, W., Novak, M.D., Black, T.A. et Lee, X., 1997b, Coherent eddies and temperature functions for three contrasting surfaces. Part II : renewal model for sensible heat flux, *Bound.-Layer Meteorol*, 84, 125-147.
- Chen, L. F., Li, Z. -L., Liu, S., Tang, Y., & Zhong, B. (2004). Definition of component effective emissivity for heterogeneous and non-isothermal surfaces and its approximate calculation. *International Journal of Remote Sensing*, 25, 231–244.
- Chirouze, J. 2009. L'estimation spatialisée de l'évapotranspiration et le suivi de l'irrigation en milieu semi-aride à partir des données de l'infrarouge thermique. Thèse de doctorat. Université Toulouse 3 Paul Sabatier. 199 p.
- Chirouze, J., Boulet, G., Jarlan, L., Fieuzal, R., Rodriguez, J.C., Ezzahar, J., Er-Raki, S., Bigeard, G., Merlin, O., Garatuza-Payan, J., Watts, C., Chebhouni, G., 2014. Intercomparison of four remote-sensing –based energy balance models to retrieve surface evapotranspiration and water stress of irrigated fields in semi-arid climate. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 18, 1165–1188.
- Choi, M., Kustas, W.P., Anderson, M.C., Allen, R.G., Li, F., Kjaersgaard, J.H., 2009. An intercomparison of three remote sensing-based surface energy balance algorithms over a corn and soybean production region (Iowa, U.S.) during SMACEX. *Agric. For. Meteorol.* 149, 2082–2097.
- Choisnel E. 1977. Le bilan d'énergie et le bilan hydrique du sol. *La météorologie*, numéro spécial « Évapotranspiration », VI, 11, 103-133.
- Choudhury, B.J., 1987. Relationships between vegetation indices, radiation absorption, and net photosynthesis evaluated by a sensitivity analysis. *Remote Sens. Environ.* 22, 209–233. doi:[http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257\(87\)90059-9](http://dx.doi.org/10.1016/0034-4257(87)90059-9).
- Choudhury, B.J., Monteith, J.L., 1988. A four-layer model for the heat budget of homogeneous land surfaces. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 114, 373–398.
- Choudhury B.J., Ahmed N.U., Idso S.B., Reginato R.J., Daughtry C.S.T. 1994. Relations between evaporation coefficients and vegetation indices studied by model simulations. *Remote Sens. Environ.*, 50:1-17.
- Clothier, B. E., K. L. Clawson, P. J. Pinter Jr., M. S. Moran, R. J. Reginato, and R. D. Jackson, R.D. 1986. Estimation of soil heat flux from net radiation during the growth of alfalfa. *Agric. Forest Meteorol.* 37:319-329.
- Colaizzi, P.D., Kustas, W.P., Anderson, M.C., Agam, N., Tolck, J., Evett, S.R., Howell, T.A., Gowda, P.H., O'Shaughnessy, S., 2012. Two-source energy balance model estimates of evapotranspiration using component and composite surface temperatures. *Adv. Water Res.* 50, 134–151.
- Courault, D., Lagouarde, J.P., & Aloui, B., 1996. Evaporation for maritime catchment combining a meteorological model with vegetation information and airborne surface temperatures. *Agricultural and Forest Meteorology*, 82, 93-117.
- Courault, D., B. Seguin and Oliso, A., 2005. Review on estimation of evapotranspiration from remote sensing data: From empirical to numerical modeling approaches. *Irrig. Drain. Syst.* 19, 223–249.
- Courault, D., Bsaibes, A., Kpemlie, E., Hadria, R., Hagolle, O., Marloie, O., Hanocq, J.F., Oliso, A., Bertrand, N., & Desfonds, V. (2008). Assessing the potentialities of FORMOSAT-2 data for water and crop monitoring at small regional scale in South- Eastern France. *Sensors*, 8, 3460-3481.
- Cooper D.I. et Asrar G., 1989. Evaluating atmospheric correction models for retrieving surface temperature from the AVHRR over a tall grass prairie, *Remote Sensing of Environment*, 27, 93-102. 1989.
- Corbari, C., Bissolati, M., Mancini, M., 2015. Multi-scales and multi-satellites estimates of evapotranspiration with a residual energy balance model in the Muzza agricultural district in Northern Italy. *J. Hydrol.* 524:243–254. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.02.041>.
- Crutchfield J. P. & McNamara B. S. 1987. Equations of motion from a data series, *Complex Systems*, 1, 417.
- Cuomo, V., Lanfredi, M., Lasaponara, R., Macchiato, M., Simoniello, T., 2001. Detection of interannual variation of vegetation in middle and southern Italy during 1985–99 with 1 km NOAA AVHRR NDVI data. *Journal. Geophysical. Research.* Vol.106, pp: 17863-17876.
- D'Urso, G., & Belmonte, A. C. (2006). Operative approaches to determine crop water requirements from earth observation data: Methodologies and applications. *AIP Conference Proceedings*, 852, 14–25. <http://doi.org/10.1063/1.2349323>
- Deardorff, J.W., 1978. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *Journal of Geophysical Research*, 83, 1889-1903.

- Deblonde, G., Cihlar, J., 1993. A multiyear analysis of the relationship between surface environmental variables and NDVI over the Canadian landmass. *Remote Sensing Revue.*, vol.7, pp: 151-177.
- de Boor C. (2001) A practical guide to splines. *Applied Mathematical Sciences*. Springer-Verlag, New York.
- Decker, M. et al., 2012. Evaluation of the Reanalysis Products from GSFC, NCEP, and ECMWF Using Flux Tower Observations. *J Climate*, 25(6): 1916-1944.
- Dee DP, Uppala SM, Simmons AJ, Berrisford P, Poli P, Kobayashi S, Andrae U, Balmaseda MA, Balsamo G, Bauer P, Bechtold P, Beljaars ACM, van de Berg L, Bidlot J, Bormann N, Delsol C, Dragani R, Fuentes M, Geer AJ, Haimberger L, Healy SB, Hersbach H, Holm EV, Isaksen L, Kallberg P, Kohler M, Matricardi M, McNally AP, Monge-Sanz BM, Morcrette J-J, Park B-K, Peubey C, de Rosnay P, Tavolato C, Thepaut J-N, Vitart F. 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q J R Meteorol Soc* 137:553-597. doi:10.1002/qj.828
- Delogu, E., Boulet, G., Olioso, A., Coudert, B., Chirouze, J., Ceschia, E., Le Dantec, V., Marloie, O., Chehbouni, G., Lagouarde, J.P., 2012. Reconstruction of temporal variations of evapotranspiration using instantaneous estimates at the time of satellite overpass. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 16, 2995-3010, <http://dx.doi.org/10.5194/hess-16-2995-2012>.
- Demarty, J., Otlé, C., François, C., Braud, I., & Frangi, J.P., 2002. Effect of aerodynamic resistance modeling on SiSPAT-RS simulated surface fluxes. *Agronomie*, 22, 641-650.
- Demarty, J., Otlé, C., Braud, I., Olioso, A., Frangi, J.P., Bastidas, L.A., & Gupta, H.V., 2004. Using a multi objective approach to retrieve information on surface properties used in a SVAT model *Journal of Hydrology*, 287, 214-236.
- Demarty, J., Otlé, C., Braud, I., Olioso, A., Frangi, J.P., Gupta, H.V., Bastidas, L.A., Otlé, C., Braud, I., Olioso, A., Frangi, J.P., Gupta, H.V., Bastidas, L.A., 2005. Constraining a physically based Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer model with surface water content and thermal infrared brightness temperature measurements using a multiobjective approach. *Water Resour. Res.* 41, 1-15, <http://dx.doi.org/10.1029/2004WR003695>.
- Diarra, A., Jarlan, L., Er-Raki, S., Le Page, M., Khabba, S., Bigeard, G., Tavernier, A., Chirouze, J., Fanise, P., Moutammani, A., Ezzahar, J., Kharrou, M.H., Chehbouni, G. 2013. Characterization of evapotranspiration over irrigated crops in a semi-arid area (Marrakech, Morocco) using an energy budget model. *Procedia Environmental Sciences*, 19, 504-513.
- Diarra, A., Jarlan, L., Er-Raki, S., Le Page, M., Aouade, G., Tavernier, A., Boulet, G., Ezzahar, J., Merlin, O., Khabba, S., 2017. Performance of the two-source energy budget (TSEB) model for the monitoring of evapotranspiration over irrigated annual crops in North Africa. *Agric. Water Manag.* 193, 71-88. doi:10.1016/j.agwat.2017.08.007.
- Dickinson, R. E., 1983. Land surface processes and climate-surface albedos and energy balance. *Advances on Geophysics* 25:305-353.
- Dickinson, R. E., Henderson-Sellers, A., Kennedy, P.J. & Wilson, M. F., 1986. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. In, Technical Note TN 275 TSTR, NCAR, Boulder, CO.
- Dickinson, R. E. 1995. Land processes in climate models. *Remote Sensing of Environment*, 51(1), 27-38. doi:10.1016/0034-4257(94)00062-R
- Dormand, J. R. and P. J. Prince, "A family of embedded Runge-Kutta formulae," *J. Comp. Appl. Math.*, Vol. 6, 1980, pp 19-26.
- Duchemin, B., Hadria, R., Erraki, S., Boulet, G., Maisongrande, P., Chehbouni, A., Escadafal, R., Ezzahar, J., Hoedjes, J.C.B., Kharrou, M.H., Khabba, S., Mougnot, B., Olioso, A., Rodriguez, J.C., and Simonneaux, V., 2006. Monitoring wheat phenology and irrigation in Central Morocco : On the use of relationships between evapotranspiration, crops coefficients, leaf area index and remotely-sensed vegetation indices. *Agricultural Water Management*, vol.79, pp: 1-27.
- Drusch, M., U. Del Bello, S. Carlier, O. Colin, V. Fernandez, F. Gascon, B. Hoersch, C. Isola, P. Laberinti, P. Martimort, A. Meygret, F. Spoto, O. Sy, F. Marchese, and P. Bargellini. 2012. —Sentinel-2: ESA's Optical High-Resolution Mission for GMES Operational Services. *Remote Sensing of Environment* 120: 25-36. <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0034425712000636> (January 12, 2015).
- Duchemin, B., Hagolle, O., Mougnot, B., Benhadj, I., Hadria, R., Simonneaux, V., Ezzahar, J., Hoedjes, J., Khabba, S., Kharrou, M.H., Boulet, G., Dedieu, G., Er-Raki, S., Escadafal, R., Olioso, A., Chehbouni, A., 2007.

- Agrometeorological study of semi-arid areas: an experiment for analysing the potential of time series of FORMOSAT-2 images (Tensift-Marrakech plain). *Recent Adv. Quant. Remote Sens.* 1–18.
- Edwards WRN., Becker, P., Cermak, J. 1996. A unified nomenclature for sap measurements. *Tree Physiol*, 17: 65-67.
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Guemouria, N., Duchemin, B., Ezzahar, J. and Hadria, R., 2007, Combining FAO-56 model and ground-based remote sensing to estimate water consumptions of wheat crops in a semi-arid region. *Agricultural Water Management*, 87, pp. 41–54.
- Er-Raki, S., 2007b. Estimation des besoins en eau des cultures dans la région de Tensift AL Haouz : Modélisation, Expérimentation et Télédétection. Thèse de doctorat. Université Cadi Ayyad de Marrakech. 128 p.
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Hoedjes, J., Ezzahar, J., Duchemin, B., & Jacob, F. 2008. Improvement of FAO-56 method for olive orchards through sequential assimilation of thermal infrared-based estimates of ET. *Agricultural Water Management*, 95(3), 309–321. <http://doi.org/10.1016/j.agwat.2007.10.013>
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Guemouria, N., Ezzahar, J., Khabba, S., Boulet, G., Hanich, L., 2009. Citrus orchard evapotranspiration: comparison between eddy covariance measurements and the FAO-56 approach estimates. *Plant Biosyst.* 143, 201–208, <http://dx.doi.org/10.1080/11263500802709897>.
- Er-Raki, S., Chehbouni, A., Khabba, S., Simonneaux, V., Jarlan, L., Ouldbba, a., ... Allen, R. G. (2010). Assessment of reference evapotranspiration methods in semi-arid regions: Can weather forecast data be used as alternate of ground meteorological parameters? *Journal of Arid Environments*, 74(12), 1587–1596. <http://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2010.07.002>
- Ezzahar J., 2007. Spatialisation des flux d'énergies et de masse à l'interface biosphère-atmosphère dans les régions semi aride en utilisant la méthode de la scintillation. Thèse de doctorat. Université Cadi Ayyad de Marrakech. 115 p.
- Feddes, R. A.; P. Kabat; P. J. T. Van Bakel; J. J. B. Bronswijk; and J. Halbertsma. 1988. Modelling soil water dynamics in the unsaturated zone—state of the art . *Journal of Hydrology* 100: 69–111.
- Flanagan LB, Comstock JP, Ehleringer JR. 1991. Comparison of modeled and observed environmental influences on the stable oxygen and hydrogen isotope composition of leaf water in *Phaseolus vulgaris* L. *Plant Physiol* 96 588–596.
- French, A. N., Jacob, F., Anderson, M. C., Kustas, W. P., Timmermans, W., Gieske, A., et al. 2005a. Corrigendum to “Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA)”. *Remote Sensing of Environment*, 99(4), 471.
- French, A.N., Jacob, F., Anderson, M.C., Kustas, W.P., Timmermans, W., Gieske, A., Su, Z., Suf, H., McCabe, M.F., Prueger, J., Brunsell, N., 2005b. Surface energy fluxes with the Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection radiometer (ASTER) at the Iowa 2002 SMACEX site (USA). *Remote Sens. Environ.* 99, 55–65 2005.
- Gao, F., Schaaf, C., Strahler, A., Roesch, A., Lucht, W., & Dickinson, R., 2005. The MODIS BRDF/Albedo Climate Modeling Grid Products and the Variability of Albedo for Major Global Vegetation Types. *Journal of Geophysical Research*, 110, D01104, doi:10.1029/2004JD00519.
- Gao, L. 2013. Validation and Statistical Downscaling of ERA-Interim Reanalysis Data for Integrated Applications. Thesis, 167.
- Gao, X., Shi, Y., Han, Z., Wang, M., Wu, J., Zhang, D., Xu, Y., Giorgi, F. 2017. Performance of RegCM4 over Major River Basins in China. *Advances in Atmospheric Sciences*. Vol 34:441-455.
- Gentine, P., Entekhabi, D., Chehbouni, A., Boulet, G., Duchemin, B., 2007. Analysis of evaporative fraction diurnal behaviour. *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 143, pp. 13-29.
- GIEC, 2008, Document technique n°VI sur le changement climatique et l'eau (juin 08). <http://www.ipcc.ch>.
- Gillepsie, A.R., 1986. Lithologic mapping of silicate rocks using TIMS. In *The TIMS's data user workshop*. JPL Publication, 86-38, 29-44.
- Gijzen, H. and Goudriaan, J. (1989). A flexible and explanatory model of light distribution and photosynthesis in row crops. *Agric. For. Meteorol.*, 48:1–20.
- Gillepsie A, Rokugawa S, Matsunaga T, Cothorn JS, Hook S, Kahle AB. A temperature and emissivity separation algorithm for advanced spaceborne thermal emission and reflection radiometer (ASTER) Images. *IEEE Trans Geosc Rem Sens* 1998 ; 36 : 1113-26.

- Glenn E. P., Huete A. R., Nagler P. L., and Nelson S. G., 2008. Relationship between remotely-sensed vegetation indices, canopy attributes and plant physiological processes: What vegetation indices can and cannot tell us about the landscape. *Sensors*, vol. 8, pp: 2136-2160.
- Gonzalez-Piqueras, J., Calera Belmonte, A., Gilabert, M.A., Cuesta Garcia, A., De la Cruz Tercero, F., 2003. In: Estimation of Crop Coefficients by Means of Optimized Vegetation Indices for Corn. Proceedings of the SPIE Congress, Barcelona, 8–11 September, p. 12.
- Gonzalez-Dugo, M.P., C.M.U. Neale, L. Mateos, W.P. Kustas, J.H. Prueger, M.C. Anderson, and F. Li. 2009. A comparison of operational remote sensing-based models for estimating crop evapotranspiration, *Agr. Forest Meteorol.* 149, 11, 1843-1853, DOI: 10.1016/j.agrformet.2009.06.012.
- Gouesbet G. & Letellier C. 1994. Global vector field reconstruction by using a multivariate polynomial L2-approximation on nets, *Physical Review E*, 49 (6), 4955-4972.
- Grace, J., 1981. Some effects of wind on plants. In: Grace, J., Ford, E.D., Jarvis, P.G. (Eds.), *Plants and Their Atmospheric Environment*. Blackwell Scientific, London, pp. 31–56.
- Goudriaan, J. 1977. *Crop Micrometeorology: a Simulation study*. Simulation Monographs. Pudoc,
- Goutorbe J. P., T. Lebel, A.J. Dolman, J.H.C. Gash, M. Kabat, Y.H. Kerr, B. Monteny, S. Prince, J.N.M. Stricker, A. Tinga, and J.S.Wallace. 1997. An overview of HAPEX- Sahel : a study in climate and desertification. *Journal of Hydrology*, 188-189 :4–17.
- Gowda, P. H., Chavez, J. L., Colaizzi, P. D., Evett, S. R., Howell, T.A., and Tolck, J.A., 2008. ET mapping for agricultural water management: present status and challenges. *Irri. Sci.* 26, 223–237.
- Granier, A. 1985. A new method of sap flow measurements in tree stems. *Annales des Sciences Forestiers*, 42:193-200.
- Granier, A. 1987. Evaluation of transpiration in a Douglas-fir stand by means of sap flow measurements. *Tree Physiol.* 3: 309-320.
- Guyot, G., 1999. *Climatologie de l'environnement, cours et exercices corrigés*, 2e Edition, Dunod, Paris.
- Hadria, R., Duchemin, B., Lahrouni, A., Khabba, S., Er-Raki, S., Dedieu, G. and Chehbouni, A., 2006, Monitoring of irrigated wheat in a semi-arid climate using crop modelling and remote sensing data: Impact of satellite revisit time frequency. *International Journal of Remote Sensing*, 27, pp. 1093-1117.
- Hadria, R., Khabba, S., Lahrouni, A., Duchemin, B., Chehbouni, A., Carriou, J., Ouzine, L., 2007. Calibration and validation of the STICS crop model for managing wheat irrigation in the semi-arid Marrakech/Al haouz plain. *Arab. J. Sci. Eng.* 32, 87–101.
- Hagolle, O., Dedieu, G., Mougnot, B., Debaecker, V., Duchemin, B., & Meygret, A. 2008. Correction of aerosol effects on multi-temporal images acquired with constant viewing angles: Application to Formosat-2 images. *Remote Sensing of Environment*, 112, 1689-1701.
- Hagolle, O., Huc, M., Pascual, D.V., & Dedieu, G. 2010. A multi-temporal method for cloud detection, applied to FORMOSAT-2, VEN μ S, LANDSAT and SENTINEL-2 images. *Remote Sensing of Environment*, 114, 1747-1755.
- Hagolle, O., Sylvander, S., Huc, M., Claverie, M., Clesse, D., Dechoz, C., Lonjou, V., Poulain, V., 2015. SPOT-4 (Take 5): Simulation of sentinel-2 time series on 45 large sites. *Remote Sens.* 7, 12242–12264. doi:10.3390/rs70912242.
- Hain, C.R., Mecikalski, J.R., Anderson, M.C., 2008. Retrieval of an available water-based soil moisture proxy from thermal infrared remote sensing. part I: methodology and validation. *J. Hydrometeorol.* 10, 665–683, <http://dx.doi.org/10.1175/2008JHM1024.1>.
- Hain, C.R., Crow, W.T., Mecikalski, J.R., Anderson, M.C., Holmes, T., 2011. An intercomparison of available soil moisture estimates from thermal infrared and passive microwave remote sensing and land surface modeling. *J. Geophys. Res.* 116, D15107, <http://dx.doi.org/10.1029/2011JD015633>.
- Hall, F. G., Huemmrich, K. F., Goetz, S. J., Sellers, P. J., & Nickerson, J. E., 1992. Satellite remote sensing of surface energy balance: Success, failures and unresolved issues in FIFE. *Journal of Geophysical Research*, 97, 19061–19089.
- Heilman, J.L., McInnes, K., Savage, M., Gesch, R., Lascano, R.J., 1994. Soil and canopy energy balances in a west Texas vineyard. *Agric. For. Meteorol.* 71, 99–114.
- Holmes, J. W. 1984. Measuring evapotranspiration by hydrological methods, *Agric. Water Manage.*, 8(1–3), 29–40, doi:10.1016/0378-3774(84)90044-1.

- Howell, T.A., Evett, R., Tolk, J.A., Schneider, A.D., 2004. Evapotranspiration of full-, deficit-irrigated, and dryland cotton on the Northern Texas High Plains. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering (ASCE)* 130, 277–285.
- Huband, N. D. S., & Monteith, J. L., 1986. Radiative surface temperature and energy balance of a wheat canopy, I. Comparison of radiative and aerodynamic temperatures. *Boundary Layer Meteorology*, 36, 1–17.
- Huete, A. 1988. A soil-adjusted vegetation index (SAVI), *Remote Sens. Environ.*, 25(3), 295–309, doi:10.1016/0034-4257(88)90106-X.
- Humes, K.S., Kustas, W.P., Moran, M.S., 1994. Use of remote sensing and reference site measurements to estimate instantaneous surface energy balance components over a semiarid rangeland watershed. *Water Resources Research* 30, 1363–1373.
- Hunsaker, D.J., Pinter Jr., P.J., Barnes, E.M., Kimball, B.A., 2003. Estimating cotton evapotranspiration crop coefficients with a multispectral vegetation index. *Irrigation Sci.* 22, 95–104.
- Hunsaker, D.J., Pinter, P.R., Kimball, B.A., 2005. Wheat basal crop coefficients determined by normalized difference vegetation index. *Irrigation Sci.* 24, 1–14.
- IPCC. 2009. Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), <http://www.ipcc.ch/>.
- Jacob, F., 1999. Utilisation de la télédétection courtes longueurs d'ondes et infrarouge thermique à haute résolution spatiale pour l'estimation des flux d'énergie à l'échelle de la parcelle agricole, Thèse de doctorat, Toulouse III, Toulouse. 250 pp.
- Jackson, R. D., Reginato, R. J. and Idso, S. B., 1977. Wheat canopy temperature: A practical tool for evaluating water requirements. *Water Resources Res.* 13(3): 651-656.
- Jarlan, L., Khabba, S., Er-Raki, S., Le Page, M., Hanich, L., Fakir, Y., Merlin, O., Mangiarotti, S., Gascoin, S., Ezzahar, J., Kharrou, M.H., Berjamy, B., Saaïdi, A., Boudhar, A., Benkaddour, A., Laftouhi, N., Abaoui, J., Tavernier, A., Boulet, G., Simonneaux, V., Driouech, F., El Adnani, M., El Fazziki, A., Amenzou, N., Raïbi, F., El Mandour, A., Ibouh, H., Le Dantec, V., Habets, F., Trambly, Y., Mougnot, B., Leblanc, M., El Faïz, M., Drapeau, L., Coudert, B., Hagolle, O., Filali, N., Belaqqiz, S., Marchane, A., Szczypta, C., Toumi, J., Diarra, A., Aouade, G., Hajhouji, Y., Nassah, H., Bigeard, G., Chirouze, J., Boukhari, K., Abourida, A., Richard, B., Fanise, P., Kasbani, M., Chakir, A., Zribi, M., Marah, H., Naimi, A., Mokssit, A., Kerr, Y., 2015. Remote sensing of water resources in semi-arid mediterranean areas: the joint international laboratory TREMA. *Int. J. Remote Sens.* 36 (19), 4879–4917 (20).
- Jasechko, S., Sharp, Z. D., Gibson, J. J., Birks, S. J., Yi, Y., and Fawcett, P. J. 2013. Terrestrial water fluxes dominated by transpiration, *Nature*, 496, 347–350, doi:10.1038/nature11983.
- Ji, X.B., Kang, E.S., Zhao, W.Z., Zhang, Z.H., & Jin, B.W., 2009. Simulation of heat and water transfer in a surface irrigated, cropped sandy soil. *Agricultural Water Management*, 96, 1010-1020.
- Kalma, J. D. and Jupp, D. L. B. 1990. Estimating evaporation from pasture using infrared thermometry: evaluation of a one-layer resistance model, *Agric. For. Meteorol.*, 51(3-4), 223–246, doi:10.1016/0168-1923(90)90110-R.
- 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 (4-5), 421–469, <http://dx.doi.org/10.1007/s10712-008-9037-z>.
- Keeling C.D., 1958. The concentration and isotopic abundances of carbon dioxide in rural and marine air. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 24, 277- 298 pp.
- Kerr, Y.H., Waldteufel, P., Wigneron, J.P., Martinuzzi, J.M., Font, J., Berger, M., 2001. Soil moisture retrieval from space: the soil moisture and ocean salinity (SMOS) mission. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 39, 1729–1735.
- Khabba, S., Jarlan, L., Er-Raki, S., Le Page, M., Ezzahar, J., Boulet, G., Simonneaux, V., Kharrou, M.H., Hanich, L., Chehbouni, G., 2013a. The SudMed program and the Joint International Laboratory TREMA: A decade of water transfer study in the Soil-Plant- Atmosphere system over irrigated crops in semi-arid area. *Procedia Environmental Sciences*, 19, 524-533.
- Khabba, S., Er-Raki, S., Jarlan, L., AMENZOU, N., Le Page, M. 2013b. Evapotranspiration d'un verger d'oranger en conditions semi-arides: mesure et modélisation. 16 èmes Journées Internationales de Thermique (JITH 2013). Marrakech (Maroc), du 13 au 15 Novembre, 2013.
- Kopp, G., Lean, J.L., 2011. A new, lower value of total solar irradiance: evidence and climate significance. *Geophys. Res. Lett.* 38 (L01706), doi:10.1029/2010gl045777.

- Koster, R. D., Dirmeyer, P. A., Guo, Z., Bonan, G., Chan, E., Cox, P., ... Yamada, T. 2004. Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science (New York, N.Y.)*, 305(5687), 1138–40. doi:10.1126/science.1100217
- Kustas, W. P., Goodrich, D. C., Moran, M. S., et al. 1991. An interdisciplinary field study of the energy and water fluxes in the atmosphere-biosphere system over semiarid rangelands: description and some preliminary results. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 72:1683-1705.
- Kustas, W.P., Schmugge, T.J., Humes, K.S., Jackson, T.J., Parry, R., Wertz, M.A., Moran, M.S., 1993. Relationships between evaporative fraction and remotely sensed vegetation index and microwave brightness temperature for semiarid rangelands. *J. Appl. Meteorol* 2, 1781, [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450\(1993\)032<1781:RBEFAR>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032<1781:RBEFAR>2.0.CO;2).
- Kustas, W.P., Blanford, J.H., Stannard, D.I., Daughtry, C.S.T., Nichols, W.D., Wertz, M.A., 1994. Local energy flux estimates for unstable conditions using variance data in semiarid rangelands. *Water Resour. Res.*, 1351–1361.
- Kustas W. P, Norman J. M. 1996. Use of remote sensing for evapotranspiration monitoring over land surfaces. *Hydrol Sci J* 41(4):495–516.
- 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.
- Kustas, W.P., Norman, J.M., 1999. Evaluation of soil and vegetation heat flux prediction using a simple two-source model with radiometric temperatures for partial canopy cover. *Agric. For. Meteorol.* 94, 13–29.
- Kustas, W. P., and J. M. Norman, 2000. Evaluating the effects of subpixel heterogeneity on pixel average fluxes, *Remote Sens. Environ.*, 74, 327–342.
- Kustas, W.P., Nieto, H., Morillas, L., Anderson, M.C., Alfieri, J.G., Hipps, L.E., Villagarcía, L., Domingo, F., Garcia, M., 2016. Revisiting the paper Using radiometric surface temperature for surface energy flux estimation in Mediterranean drylands from a two-source perspective. *Remote Sens. Environ.* 184, 645–653, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2016.07.024>.
- Lagouarde, J.P., 1991. Use of NOAA-AVHRR data combined with an agrometeorological model for evaporation mapping. *Int J. Remote Sens*, 12, 1853-1864.
- LeMone, M. A., R. L. Grossman, R. L. Coulter, M. L. Wesely, G. E. Klazura, G. S. Poulos, W. Blumen, J. K. Lundquist, R. H. Cuenca, S. F. Kelly, E. A. Brandes, S. P. Oncley, R. T. McMillen, and B. B. Hicks. 2000. Land-atmosphere interaction research, early results, and opportunities in the Walnut River watershed in southeast Kansas: CASES and ABLE. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, 81, 757–779.
- Lenoble, J., 1993. Atmospheric radiative transfer. Adarsh Deepack Publishing.
- Le Page, Michel, B. Berjamy, Y. Fakir, F. Bourgin, L. Jarlan, A. Abourida, M. Benrhanem, G. Jacob, M. Huber, F. Sghrer, V. Simonneaux, and G. Chehbouni. 2012. —An Integrated DSS for Groundwater Management Based on Remote Sensing. The Case of a Semi-Arid Aquifer in Morocco. || *Water Resources Management* 26(11): 3209–30.
- Le Page, M., Toumi, J., Khabba, S., Hagolle, O., Tavernier, A., Hakim Kharrou, M., ... Jarlan, L. 2014. A life-size and near real-time test of irrigation scheduling with a sentinel-2 like time series (SPOT4-Take5) in Morocco. *Remote Sensing*, 6(11), 11182–11203. <http://doi.org/10.3390/rs6111182>
- Leprieur, C., Kerr, Y. H., Mastorchio, S., & Meunier, J. C. 2000. Monitoring vegetation cover across semi-arid regions: Comparison of remote observations from various scales. *International Journal of Remote Sensing*, 21, 281–300.
- Leroy, M., Deuze, J. L., Breon, F. M., Hautecoeur, O., Herman, M., Buriez, J. C., Tanre, D., Bouffies, S., Chazette, P., & Roujean, J. L., 1997. Retrieval of atmospheric properties and surface bi-directional reflectances over land from POLDER/ADEOS. *Journal of Geophysical Research*, 102, 17 023e17 037.
- Letellier, C. Caractérisation topologique et reconstruction d'attracteurs étranges, Thèse de doctorat, LESP, Université de Paris vii, 10 Mai 1994.
- Letellier, C., Le Sceller L., Maréchal E., Dutertre P., Maheu B., Gouesbet G., Fei Z. & Hudson J.L. 1995. Global vector field reconstruction from a chaotic experimental signal in copper electrodisolution, *Physical Review E*, 51, 5, pp. 4262-4266.
- Letellier, C., 1998. Systèmes Dynamiques Complexes : de la caractérisation topologique à la modélisation. Habilitation à diriger des recherches. Université de Rouen. 89 p.
- Letellier, C., L. A. Aguirre, and J. Maquet 2005. Relation between observability and differential embeddings for nonlinear dynamics, *Physical Review E*, 71, 066213, 7016–7027.

- Letellier, C., Aguirre, L., Maquet, J., 2006. How the choice of the observable may influence the analysis of nonlinear dynamical systems. *Commun. Nonlinear Sci. Numer. Simul.* 11, 555–576. doi:10.1016/j.cnsns.2005.01.003.
- Letellier, C., Aguirre, L., Freitas, U.S., 2009. Frequently asked questions about global modeling. *Chaos* 19, 23103. doi:10.1063/1.3125705.
- Lhomme, J. P., 1991. The concept of canopy resistance: historical survey and comparison of different approaches. *Agricultural and Forest Meteorology*, 54:227-240.
- Lhomme Jean-Paul, Katerji N., 1991. A simple modelling of crop water balance for agrometeorological applications. *Ecological Modelling*, 57, p. 11-25. ISSN 0304-3800.
- Lhomme, J. P., Elguero, E., Chehbouni, A., and Boulet, G., 1998. Stomatal control of transpiration: examination of Monteith's formulation of canopy resistance. *Water Resources Research*, 34:2301-2308.
- Lhomme, J.P., Chehbouni, A., Monteny, B., 2000. Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship over sparse vegetation: parameterizing KB-1. *Boundary-Layer Meteorol.* 97, 431–457.
- Li, F., Jackson, T.J., Kustas, W.P., Schmugge, T.J., French, A.N., Cosh, M.H., Bindlish, R., 2004. Deriving land surface temperature from Landsat 5 and 7 during SMEX02/SMACEX. *Remote Sens. Environ.* 92, 521–534, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2004.02.018>.
- Li, F.Q., et al., 2006. Comparing the utility of microwave and thermal remote-sensing constraints in two-source energy balance modeling over an agricultural landscape. *Remote Sens. Environ.* 101 (3), 315–328.
- Li, Q., Chen, Y., Liu, M., Zhou, X., Yu, S., Dong, B., 2008. Effects of irrigation and straw mulching on microclimate characteristics and water use efficiency of winter wheat in north China. *Plant Prod. Sci.* 11 (2), 161–170.
- Liang, S., 2000. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo, I, Algorithms. *Remote Sensing of Environment*, 76, 213– 238.
- Liang, S. 2004. *Quantitative Remote Sensing of Land Surfaces*. Wiley-Interscience.
- Liang, S., Li, Xiaowen, Wang, Jindi, 2012. Fractional Vegetation Cover, in: *Advanced Remote Sensing: Terrestrial Information Extraction and Applications*. pp. 415–438. doi:10.1016/B978-0-12-385954-9.00013-7.
- Lichtenthaler H. K., Wenzel O., Buschmann C. and Gitelson A., 1998. Plant stress detection by reflectance and fluorescence. *Annals of the New-York Academy of sciences* 851 : 271- 285.
- Liu, B.Y.H., Jordan, R.C., 1960. The interrelationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy* 4 (3), 1–19.
- Liu, Y., Hiyama, T., Yamaguchi, Y., 2006. Scaling of land surface temperature using satellite data: a case examination on ASTER and MODIS products over a heterogeneous terrain area. *Remote Sens. Environ.* 105, 115–128, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2006.06.012>.
- Liu, S.M., Xu, Z.W., Wang, W.Z., Jia, Z.Z., Zhu, M.J., Bai, J., Wang, J.M., 2011. A comparison of eddy-covariance and large aperture scintillometer measurements with respect to the energy balance closure problem. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 15, 1291–1306.
- Long, D., & Singh, V. P. 2012. A Two-source Trapezoid Model for Evapotranspiration (TTME) from satellite imagery. *Remote Sensing of Environment*, 121, 370–388. <http://doi.org/10.1016/j.rse.2012.02.015>
- Lucht, W., Schaaf, C. B., & Strahler, A. H., 2000. An algorithm for the retrieval of albedo from space using semi-empirical BRDF models. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 38, 977e998.
- Ludwig, R. and Mauser, W., 2000. Modelling catchment hydrology within a GIS based SVAT-model framework. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 4, 239–249.
- Mahfouf, J. F., Richard, E., and Mascart, P., 1987 : The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. *J. Clim and Appl. Meteor* 26:1483-1495.
- Manabe, S. 1969. Climate and the ocean circulation 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. *Monthly Weather Review*, 97(1), 739–774. doi:10.1175/1520-0493(1969)097<0739:CATOC>2.3.CO;2
- Mangiarotti S., Coudret R., Drapeau L., PoMoS : Polynomial (ordinary differential equation) Model Search. Comprehensive R Archive Network, <http://cran.r-project.org/web/packages/PoMoS/index.html>. 2010.

- Mangiarotti S., Coudret R., Drapeau L. & Jarlan L. 2012a. Polynomial search and Global modelling : two algorithms for modeling chaos. *Physical Review E*, 86(4), 046205.
- Mangiarotti, S., P. Mazega, E. Mougin, and P. Hiernaux. 2012b. Predictability of vegetation cycles over the semi-arid region of Gourma (Mali) from forecasts of AVHRR-NDVI signals, *Remote Sensing of Environment*, 123, 246–257.
- Mangiarotti S., 2013. Analyse topologique de systèmes chaotiques faiblement dissipatifs : applications aux attracteurs Lorenz - 84 et cereal crops. "Conférence sur les Systèmes Dynamiques Complexes" Université Houari Boumediene, Juin 2013, Alger, Algérie.
- Mangiarotti, S., L. Drapeau, and C. Letellier. 2014. Two Chaotic Models for Cereal Crops Cycles Observed from Satellite in Northern Morocco. *Chaos: An Interdisciplinary Journal of Non linear Science* 24: 023130.
- Mangiarotti, S., 2014. Modélisation globale et Caractérisation Topologique de dynamiques environnementales: de l'analyse des enveloppes fluides et du couvert de surface de la Terre à la caractérisation topodynamique du chaos. *Life Sciences*. Université de Toulouse 3.
- Mangiarotti S., Huc, L., 2017. Generalized Polynomial Modelling (GPoM): Preprocessing. https://cran.r-project.org/web/packages/GPoM/vignettes/II_PreProcessing.html.
- Marshall DC., 1958. Measurement of sap flow in conifers by heat transport. *Plant Physiol* 33: 385-396.
- Martin, M., Dickinson, R. E. and Yang, Z.-L., 1999. Use of a Coupled Land Surface General Circulation Model to Examine the Impacts of Doubled Stomatal Resistance on the Water Resources of the American Southwest, *J. Clim.*, 12(12), 3359–3375, doi:10.1175/1520-0442(1999)012<3359:UOACLS>2.0.CO;2.
- Mausser, W. and S. Schädlich. 1998. Modelling the spatial distribution of evapotranspiration on different scales using remote sensing data. *J. Hydrol.* 212, 250–267.
- Maquet J., Letellier C. & Aguirre L.A. 2007. Global models from the Canadian lynx cycles as a direct evidence for chaos in real ecosystems. *J. of Mathematical Biology*, 55 (1), 21-39.
- Massman, W.J., 1999. A model study of $k_B(H)^{-1}$ for vegetated surfaces using 'local-ized near-field' Lagrangian theory. *J. Hydrol.* 223 (1-2), 27–43.
- McNaughton, K. G. and Hurk, B. J. J. M. 1995. A "Lagrangian" revision of the resistors in the two-layer model for calculating the energy budget of a plant canopy. *Boundary-Layer Meteorology*, 74(3) :261–288, may 1995. ISSN 0006-8314. doi : 10.1007/BF00712121.
- McCabe, M.F., Wood, E.F., 2006. Scale influences on the remote estimation of evapotranspiration using multiple satellite sensors. *Remote Sens. Environ.* 105, 271–285, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2006.07.006>.
- McVicar, T.R., Van Niel, T.G., Li, L., Hutchinson, M.F., Mu, X., Liu, Z., 2007. Spatially distributing monthly reference evapotranspiration and pan evaporation considering topographic influences. *J. Hydrol.* 338, 196–220.
- Menenti, M., and Choudhury, B., 1993. "Parameterization of Land Surface Evaporation by Means of Location Dependent Potential Evaporation and Surface Temperature Range." In *Proceedings of IAHS Conference on Land Surface Processes*, IAHS Publication no. 212, 561–8. Oxford: IAHS.
- Merlin, O., Duchemin, B., Hagolle, O., Jacob, F., Coudert, B., Chehbouni, A., Dedieu, G., Garatuza, J., and Kerr, Y. 2010. Disaggregation of MODIS surface temperature over an agricultural area using a time series of Formosat-2 images, *Remote Sens. Environ.*, 114, 2500–2512.
- Merlin, O., Chirouze, J., Olioso, A., Jarlan, L., Chehbouni, G., Boulet, G., 2014. An image-based four-source surface energy balance model to estimate crop evapotranspiration from solar reflectance/thermal emission data (SEB-4S). *Agric. For. Meteorol.* 184, 188–203, <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2013.10.002>.
- Merlin, O., Stefan, G. V., Amazirh, A., Chanzy, A., Ceschia, E., Er-Raki, S., Gentine, P., Tallec, T., Ezzahar, J., Bircher, S., Khabba, S., 2016. Modeling soil evaporation efficiency in a range of soil and atmospheric conditions using a meta-analysis approach. *Water Resour. Res.* 52, 3663–3684. doi:10.1002/2014WR015716.
- Michalsky, J.J., 1988. The astronomical-almanacs algorithm for approximate solar position (1950–2050). *Solar Energy* 40 (3), 227–235.
- Ministère de l'Agriculture et de la Pêche Maritime, 2012. L'agriculture marocaine en chiffre. <http://www.agriculture.gov.ma/pages/lagriculture-en-chiffre>.

- Monin, A.S., & Obukhov, A.M. 1954. Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. Akad. Nauk SSSR, Trudy Geofiz. Inst., 24, 163-187.
- Monteith, J. L., 1965. Evaporation and Environment. 19th Symposia of the Society for Experimental Biology. University Press, Cambridge, 19: 205-234.
- Montes, C. 2014. Modélisation spatialisée des échanges surface-atmosphère à l'échelle d'une région agricole méditerranéenne. Thèse de doctorat. Université Montpellier 2.
- 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 Sensing of Environment 49, 246-263.
- Morillas, L., García, M., Nieto, H., Villagarcia, L., Sandholt, I., Gonzalez-Dugo, M.P., Zarco-Tejada, P.J., Domingo, F., 2013. Using radiometric surface temperature for surface energy flux estimation in mediterranean drylands from a two-source perspective. Remote Sens. Environ. 136, 234-246.
- Musy, A. 2004. "Cours Hydrologie générale en ligne." EPFL Lausanne.
- Musy, A., et Soutter, M., 1991. Physique du sol. Editeur(s) : Presses Polytechniques et Universitaires Romandes (PPUR). 348 p.
- Myneni, R. B., Los, S. O., Tucker, C. J., 1996. Satellite-based identification of linked vegetation index and sea surface temperature anomaly areas from 1982 to 1990 for Africa, Australia and South America. Geophysical. Research. Letters. Vol. 23, pp: 729-732.
- Nassah, H., Er-Raki, S., Khabba, S., Fakir, Y., Raibi, F., Merlin, O., Mougenot, B., 2017. Evaluation and analysis of deep percolation losses of drip irrigated citrus crops under non-saline and saline conditions in a semi-arid area. Biosyst. Eng. 212, 1-15. doi:10.1016/j.biosystemseng.2017.10.017.
- Neale, C.M.U., Bausch, W., Heermann, D., 1989. Development of reflectance-based crop coefficients for corn. Trans. ASAE 32, 1891-1899.
- Noilhan, J., & Planton, S., 1989. A simple parametrization of land surface processes for meteorological models. Monthly Weather Review, 117, 536-549.
- Noilhan, J., & Mahfouf, J.F., 1996. The ISBA land surface parameterisation scheme. Glob. Planet. Chang., 13, 145-159.
- Norman, J. M., Kustas, W. P., Humes, K. S., 1995. Two source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. Agric. For. Meteorol. 77, 263-293.
- Olioso, A., Chauki, H., Courault, D., & Wigneron, J.P., 1999a. Estimation of evapotranspiration and photosynthesis by assimilation of remote sensing data into SVAT models. Remote Sensing Environment, 68, 341-356.
- Olioso, A., Chauki, H., Wigneron, J.P., Bergaoui, K., Bertuzzi, P., Chanzy, A., Bessemoulin, P., & Calvet, J.C., 1999b. Estimation of energy fluxes from thermal infrared, spectral reflectances, microwave data and SVAT modeling. Physics and Chemistry of the Earth, 24, 829-836.
- Olioso A., I. Braud, C. Chanzy, D. Courault, J. Demarty, L. Kergoat, E. Lewan, C. Otlé, L. Prévot, W. Zhao, J.-C. Calvet, P. Cayrol, R. Jongschaap, S. Moulin, J. Noilhan and J.-P. Wigneron. 2002. SVAT modeling over the Alpilles-ReSeDA experiment: comparing SVAT models over wheat fields. Agronomie. 23, 651-668.
- Olioso, A., Rivalland, V., Faivre, R., Weiss, M., Demarty, J., Wassenaar, T., Baret, F., Cardot, H., Rosselo, P., Jacob, F., Hasager, C.B., & Inoue, Y., 2006. Monitoring Evapotranspiration over the Alpilles Test Site by Introducing Remote Sensing Data at Various Spatial Resolutions into a Dynamic SVAT Model. In J.F. Moreno, M.A. Jochum Osann & G. D'Urso (Eds.), AIP Conference proceedings 'Earth observation for vegetation monitoring and water management' (pp. 234-241). Napoli, 24-25 Octobre 2005: American Institute of Physics.
- Orsmby, J.P., Choudhury, B.J., Owe, M., 1987. Vegetation spatial variability and its effect on vegetation indices. Int. J. Remote Sens. 8, 1301-1306, <http://dx.doi.org/10.1080/01431168708954775>.
- Ortega-Farías, S., Carrasco, M., Olioso, A., Acevedo, C., Poblete, C., 2007. Latent heat flux over Cabernet Sauvignon vineyard using the Shuttleworth and Wallace model. Irrig. Sci. 25, 161-170.
- Oudin, L., 2004. Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. PhD thesis, ENGREF Paris 3.
- Paulson, C.A., 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. J. Appl. Meteorol., 9: 857-861.
- Paw U, K.T., Y. Brunet, S. Collineau, R.H. Shaw, T. Maitani, J. Qiu and L. Hippias. 1992. On coherent structures in turbulence within and above agricultural plant canopies. Agric. For. Meteorol. 61:55-68.

- Penman, Howard Latimcr. 1948. "Natural Evaporation From Open Water, Bare Soil and Grass," Proceedings of the Royal Society of London, Ser. A, Vol. 193, England, pp. 120-145.
- Peres, L.F., DaCamara, C.C., 2004. Land surface temperature and emissivity estimation based on the two-temperature method: sensitivity analysis using simulated MSG/SEVIRI data. *Remote Sens. Environ.* 91, 377-389, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2004.03.011>.
- Pitman, A.J. 2003. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *Int. J. Climatol.* 23, 479-510.
- Plan Bleu, 2009. Etat de L'environnement et du Développement en Méditerranée, Rapport d'activités régionales PNUD/PAM, page 208.
- Priestley, C.H.B., Taylor, R.J., Physics, R.J.T.A., 1972. On the Assessment of Surface Heat Flux and Evaporation Using Large-Scale Parameters. *Mon. Weather Rev.* 100, 81-92.
- Propastin, P., Kappas, M., 2009. Modeling net ecosystem exchange for grassland in Central Kazakhstan by combining remote sensing and field data. *Remote Sensing*. Vol.1, pp: 159-183.
- Quintana-Segui, P., P. Lemoigne, Y. Durand, E. Martin, F. Habets, M. Baillon, C. Canelas, L. Franchesteguy, and S. Morel. 2008. —Analysis of near Surface Atmospheric Variables: Validation of the SAFRAN Analysis over France. || *Journal of Applied Meteorology and Climatology* 47: 92-107.
- Rana, G., & Katerji, N., 2000. Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *European Journal of Agronomy*, 13(2-3), 125-153.
- Rahman, H., and G. Dedieu, 1994. SMAC: A simplified method for the atmospheric correction of satellite measurements in the solar spectrum, *International Journal of Remote Sensing*, 15: 123-143.
- Sauer, T.J., Norman, J.M., Tanner, C.B., Wilson, T.B., 1995. Measurement of heat and vapour transfer at the soil surface beneath a maize canopy using source plates. *Agric. Forest Meteorol.* 75, 161-189.
- Raupach, M.R., 1989. A practical Lagrangian method for relating scalar concentrations to source distributions in vegetation canopies. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 115, 609-632.
- Raupach, M.R., and Finnigan, J.J., 1988. Single-layer models of evaporation from plant canopies are incorrect but useful, whereas multilayer models are correct but useless: a discussion. *Aust. J. Plant Physiol.* 15, 715-726.
- Régie des Assurances agricoles du Québec, 1997. Le mesurage des champs par ordinateurs. Nouvelle méthode, Gouvernement du Québec.
- Richardson, A. J., Wiegand, C. L., Wanjura, D. F., Dusek, D. and Steiner, J.L., 1992. Multisite analyses of spectral-biophysical data for sorghum. *Remote Sensing of Environment*, 41, 71-82.
- Rietkerk, M., Brovkin, V., van Bodegom, P.M., Claussen, M., Dekker, S.C., Dijkstra, H.A., Goryachkin, S.V., Kabat, P., van Nes, E.H., Neutel, A.M., Nicholson, S.E., Nobre, C., Petoukhov, V., Provenzale, A., Scheffer, M., Seneviratne, S.I., 2011. Local ecosystem feedbacks and critical transitions in the climate. *Ecol. Complex.* 8, 223-228.
- Roerink, G. J., Su, Z., and Menenti, M., 2000. "S-SEBI: A Simple Remote Sensing Algorithm to Estimate the Surface Energy Balance." *Physics and Chemistry of the Earth (B)* 25: 147-57.
- Ross, J., 1981. The radiation regime and architecture of plant stands, The Hague, 391 pp.
- Rouse, J.W., Haas, R.H., Schell, J.A., and Deering, D.W., 1973. Monitoring vegetation systems in the Great Plains with ERTS. In : 3rd Earth Resources Technology Satellite-1 Symposium, pp: 309- 317.
- Rouse, J.W., Haas, R.H., Schell, J.A., Deering, D.W., and Harlan, J.C., 1974. Monitoring the vernal advancement and retrogradation (greenwave effect) of natural vegetation. NASA/GSFC Type III Final Report, Greenbelt, Md., pp. 371.
- Ryu, Y., Baldocchi, D.D., Black, T.A., Detto, M., Law, B.E., Leuning, R., Miyata, A., Reichstein, M., Vargas, R., Ammann, C., Beringer, J., Flanagan, L.B., Gu, L., Hutley, L.B., Kim, J., McCaughey, H., Moors, E.J., Rambal, S., Vesala, T., 2012. On the temporal upscaling of evapotranspiration from instantaneous remote sensing measurements to 8-day mean daily-sums. *Agric. For. Meteorol.* 152, 212-222, <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2011.09.010>.
- Sakuratani, A., 1981. A heat balance method for measuring sap flow in the stem of an intact plant. *Agricultural Meteorology*, 37: 9-17.
- Saadi, S., Simonneaux, V., Boulet, G., Raimbault, B., Mougnot, B., Fanise, P., Ayari, H., Lili-Chabaane, Z., 2015. Monitoring Irrigation Consumption Using High Resolution NDVI Image Time Series: Calibration and Validation in the Kairouan Plain (Tunisia). *Remote Sens.* 7, 13005-13028. doi:10.3390/rs71013005

- Sánchez, J.M., Caselles, V., Nicolòs, R., Coll, C., Kustas, W.P., 2009. Estimating energy balance fluxes above a boreal forest from radiometric temperature observations. *Agric. For. Meteorol.* 149, 1037–1049, <http://dx.doi.org/10.1016/j.agrformet.2008.12.009>.
- Savitzky, A. & Golay, M. J. E., 1964. *Analytical Chemistry*, 36 (8), 1627-1639.
- Schaaf, C., Gao, F., Strahler, A. H., Lucht, W., Li, X., Tsang, T., Strugnell, N. C., Zhang, X., Jin, Y., Muller, J. P., Lewis, P., Barnsley, M., Hobson, P., Disney, M., Roberts, G., Dunderdale, M., Doll, C., d'Entremont, R., Hu, B., Liang, S., Privette, J. L., & Roy, D., 2002. First operational BRDF, albedo and nadir reflectance products from MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 83, 135-148.
- Schaaf C., J. Martonchik, B. Pinty, Y. Govaerts, F. Gao, A. Lattanzio, J. Liu, A. Strahler and M. Taberner, 2008. Retrieval of Surface Albedo from Satellite Sensors, in *Advances in Land Remote Sensing: System, Modelling, Inversion and Application*, S. Liang (ed.), Springer, ISBN 978-1-4020-6449-4 219-243.
- Schmetz, J., Pili, P., Tjemkes, S., Just, D., Kerkmann, J., Rota, S., Ratier, A., 2002. An introduction to meteorological second generation (MSG). *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 83, 977–992, [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477\(2002\)083<0977:AITMSG>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0477(2002)083<0977:AITMSG>2.3.CO;2).
- Schmugge, T. J., and Kustas, W. P. 1999. Radiometry at infrared wavelengths for agricultural applications. *Agronomie*, vol.19, pp : 83-96.
- Szczypta C, Calvet J.C, Albergel C, Balsamo G, Boussetta S, Lafont S, Carrer D, Meurey, C. 2011. Verification of the new ECMWF ERA-Interim reanalysis over France. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(2), 647-666.
- Seguin, B., and Itier, B., 1983. Using midday surface temperature to estimate daily evapotranspiration from satellite thermal IR data. *Intl. J. Remote Sensing* 4(2): 371-383.
- Sellers, P. J., 1985. Canopy reflectance, photosynthesis and transpiration. *International Journal of Remote Sensing*, vol.6, pp: 1335-1372.
- Sellers, P.J., Randall, D.R., 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 1: Model formulation. *Journal of Climate*, 9, 676-705.
- Senay, G.B., Budde, M., Verdin, J.P., Melesse, A.M., 2007. A coupled remote sensing and simplified surface energy balance approach to estimate actual evapotranspiration from irrigated fields. *Sensors* 7 (6), 979–1000.
- Shuttleworth W.J., Wallace J.S., 1985. Evaporation from sparse crops an energy combination theory. *Q J R Meteorol Soc* 111:839–855.
- Shuttleworth, W. J., 1988: Evaporation from Amazonian rainforest. *Proc. Roy. Soc. London*, 233, 321–346.
- Siegel, D., 2010. Remote Sensing of Evapotranspiration with MODIS.
- Soetaert, K., Petzoldt, T., R. Setzer, W., 2010. Solving Differential Equations in R: Package deSolve. *Journal of Statistical Software*. 33 (9), 1-25. 1548-7660.
- Song, L., Liu, S., Kustas, W. P., Zhou, J., Xu, Z., Xia, T., and Li, M. 2016. Application of remote sensing-based two-source energy balance model for mapping field surface fluxes with composite and component surface temperatures, *Agr. Forest Meteorol.*, Volumes 230–231, 15, 8–19.
- Shabou, M., 2010. Suivi de l'état hydrique du couvert végétal par télédétection spatiale sur le site semi-aride de Merguellil (Tunisie centrale). Mémoire de Mastère recherche de l'Institut National agronomique de Tunisie, 76p.
- 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.
- Simmons, A. J., Uppala, S. M., Dee, D. P., & Kobayashi, S. 2007. ERA-Interim: New ECMWF reanalysis products from 1989 onwards. *ECMWF Newsletter* (pp. 25–35).
- Schull, M. A., Anderson, M. C., Houborg, R., Gitelson, A. & Kustas, W. P. 2015. Thermal-based modeling of coupled carbon, water, and energy fluxes using nominal light use efficiencies constrained by leaf chlorophyll observations. *Biogeosciences* 12, 1511–1523.
- Smith, G., Milton, E. 1999. The use of the empirical line method to calibrate remotely sensed data to reflectance. *International Journal of Remote Sensing*, 20 (13), pp. 2653-2662. doi: 10.1080/014311699211994.
- Soudani, K. 2005. Cours Télédétection ECO II (Version 1.2 – mars 2005). Faculté des Sciences d'Orsay – Université Paris Sud XI.

- Su, Z., Schmugge, T., Kustas, W.P., Massman, W.J., 2001. An evaluation of two models for estimation of the roughness height for heat transfer between the land surface and the atmosphere. *J. Appl. Meteorol.* 40 (11), 1933–1951.
- Su, Z., 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 6(1), 85–100 [online] Available from: <http://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00304651/> (Accessed 28 February 2013).
- Stefan, Stefan., Mangiarotti, S., Merlin, O., Chanzy, A., 2016. L'efficacité évaporative du sol modélisé par approche globale. *Rencontre du Non-linéaire 2016*. Non Linéaire Publications.
- Stewart, J. B., Kustas, W. P., Humes, K. S., Nichols, W. D., Moran, M. S., & de Bruin, H. A. R., 1994. Sensible heat flux-radiometric surface temperature relationship for 8 semi-arid areas. *Journal of Applied Meteorology*, 33, 1110–1117.
- Takens F. 1981. Detecting Strange Attractors in Turbulence, in : *Dynamical Systems and Turbulence*, Warwick 1980, *Lecture Notes in Mathematics*, vol. 898, eds. D. A. Rand and L. S. Young, pub. Springer-Verlag, New York, 366-381.
- Tang, R., Li, Z.-L., Jia, Y., Li, C., Chen, K.-S., Sun, X., Lou, J., 2013. Evaluating one- and two-source energy balance models in estimating surface evapotranspiration from Landsat-derived surface temperature and field measurements. *Int. J. Remote Sens.* 34 (9/10), 3299–3313.
- Tang, H. and Z.-L. Li. 2014. *Quantitative remote sensing in thermal infrared: theory and applications*. Springer Remote Sensing/Photogrammetry, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 298p.
- Tasumi, M., R. Trezza, R. G. Allen, and J. L. Wright (2005), Operational aspects of satellite-based energy balance models for irrigated crops in the semi-arid U. S., *J. Irrig. Drain. Syst.*, 19, 355–376.
- Taylor, K.E., 2001. Summarizing multiple aspects of model performance in a single diagram. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D7): 7183-7192.
- Thom, A.S., 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In " *V vegetation and the atmosphere*", Monteith J.L. ed., Academic, London, 1, 57-109.
- Timmermans, W. J., W. P. Kustas, M. C. Anderson, and A. N. French. 2007. An intercomparison of the Surface Energy Balance Algorithm for Land (SEBAL) and the Two-Source Energy Balance (TSEB) modeling schemes, *Remote Sens. Environ.*, 108, 369–384.
- Toumi, J., Er-Raki, S., Ezzahar, J., Khabba, S., Jarlan, L., Chehbouni, A., 2016. Performance assessment of AquaCrop model for estimating evapotranspiration, soil water content and grain yield of winter wheat in Tensift Al Haouz (Morocco): Application to irrigation management. *Agric. Water Manag.* 163, 219–235, <http://dx.doi.org/10.1016/j.agwat.2015.09.007>.
- Torres, M.G., 2010. Spatialisation du statut hydrique de la vigne sur un bassin versant méditerranéen par télédétection optique. Thèse de doctorat. CENTRE INTERNATIONAL D'ETUDES SUPERIEURES EN SCIENCES AGRONOMIQUES (Montpellier SupAgro).
- Trenberth, K.E., Guillemot, C.J., 1998. Evaluation of the atmospheric moisture and hydrological cycle in the NCEP/NCAR reanalyses. *Clim Dynam*, 14(3): 213-231.
- Troufleau, D., 1996. Estimation du flux de chaleur sensible sur couverts épars par télédétection infrarouge thermique et multicapteur., *ENGREF*, Montpellier. 107 pp.
- Troufleau, D., Lhomme, J.-P., Monteny, B., Vidal, A., 1997. Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse Sahelian vegetation. I. An experimental analysis of the kB-1 parameter. *Journal of Hydrology*, 188–189: 815–838.
- Tuzet, A., Perrier, A., & Leuning, R., 2003. A coupled model of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration. *Plant, Cell and Environment*, 26, 1097-1116.
- Twine TE, Kustas WP, Norman JM, Cook DR, Houser PR, Meyers TP, Prueger JH, Starks PJ, Wesley ML. 2000. Correcting eddy- covariance flux underestimates over grassland. *Agric Forest Meteorol* 103:279–300.
- Van Dijk, A., Moene, A.F. & De Bruin, H.A.R., 2004: The principles of surface flux physics: theory, practice and description of the ECPACK library. Internal Report 2004/1, Meteorology and Air Quality Group, Wageningen University, Wageningen, The Netherlands, 99 pp.
- Vermote, E., Tanré, D., Deuze, L., Herman, N., & Morcrette, J.J. 1996. Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum (6S). 6S user's guide, version 2. LOA, Lille, France, 214 pp.
- Vidal A. 1996. *Télédétection et évapotranspiration : de la théorie aux applications*. Synthèse des travaux. Université Paul Sabatier. 21 p.

- Vidal, A., Troufleau, D., Moran, M. S., and Qi, J., 1996. Crop evapotranspiration estimation using optical and microwave remote sensing. In "ASAE International conference of evaporation and irrigation scheduling," (ASAE, ed.), 3-6 Nov., pp. 679-684, San Antonio, Texas.
- Vintrou, E., 2012. Cartographie et caractérisation des systèmes agricoles au Mali par télédétection à moyenne résolution spatiale. Thèse de doctorat. Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement (AgroParisTech). 204 p.
- Verstraeten, W.W., F. Veroustraete and J. Feyen. 2008. Assessment of evapotranspiration and soil moisture content across different scales of observation. *Sensors*. 8, 70–117.
- Wan, Z., 2014. New refinements and validation of the collection-6 MODIS land-surface temperature/emissivity product. *Remote Sens. Environ.* 140, 36–45, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.027>.
- Wang XF, 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
- Wassenaar, T., Olioso, A., Hasager, C., Jacob, F., Chehbouni, A., 2002. Estimation of evapotranspiration on heterogeneous pixels. In: Proc. First Symp. Recent Advances in Quantitative Remote Sensing, September 2002, Torrent, Spain. Serv. de Publ. Univ. de Valencia, Valencia, Spain, pp. 458–465.
- White, M. A., Asner, G. P., Nemani, R. R., Privette, J. L., & Running, S. W., 2000. Measuring fractional cover and leaf area index in arid ecosystems: Digital camera, radiation transmittance, and laser altimetry methods. *Remote Sensing of Environment*, 74,45e57.
- Wukelic, G., Gibbons, D., Martucci, L., and Foote, H., 1989. Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper thermal band. *Remote Sens. Environ.*, 28:339–347.
- Xia, T., Kustas, W.P., Anderson, M.C., Alfieri, J.G., Gao, F., McKee, L., Prueger, J.H., Geli, H.M.E., Neale, C.M.U., Sanchez, L., Alsina, M.M., Wang, Z., 2016. Mapping evapotranspiration with high-resolution aircraft imagery over vineyards using one-and two-source modeling schemes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20, 1523–1545. doi:10.5194/hess-20-1523-2016.
- Yakir, D. and L.D.S.L. Sternberg. 2000. The use of stable isotopes to study ecosystem gas exchange. *Oecologia* 123: 297-311.
- Yang, D., Chen, H., Lei, H., 2010. Estimation of evapotranspiration using a remote sensing model over agricultural land in the North China Plain. *Int. J. Remote Sens.* 29, 3783– 3798.
- Yang, Y., Su, H., Zhang, R., Tian, J., Li, L., 2015. An enhanced two-source evapotranspiration model for land (EETML): Algorithm and evaluation. *Remote Sens. Environ.* 168, 54–65, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2015.06.020>.
- Yepez E.A., D.G. Williams, R.L. Scott and G.H. Lin. 2003. Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semiarid savanna woodland from the isotopic composition of water vapor. *Agric. For. Meteorol.* 119: 53- 68 pp.
- Zhao, P., Li, S., Li, F., Du, T., Tong, L., Kang, S., 2015. Comparison of dual crop coefficient method and Shuttleworth–Wallace model in evapotranspiration partitioning in a vineyard of Northwest China. *Agric. Water Manag.* 160, 41–56.
- Troufleau, D., Lhomme, J.-P., Monteny, B., Vidal, A., 1997. Sensible heat flux and radiometric surface temperature over sparse Sahelian vegetation. I. An experimental analysis of the kB-1 parameter. *Journal of Hydrology*, 188–189: 815–838.
- Turc, L., 1961. Estimation of irrigation water requirements: potential evapotranspiration: a simple climatic formula evolved up to date. *Ann. Agron.* 12, 13–49.
- Tuzet, A., Perrier, A., & Leuning, R., 2003. A coupled model of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration. *Plant, Cell and Environment*, 26, 1097–1116.
- Twine TE, Kustas WP, Norman JM, Cook DR, Houser PR, Meyers TP, Prueger JH, Starks PJ, Wesley ML (2000) Correcting eddy- covariance flux underestimates over grassland. *Agric Forest Meteorol* 103:279–300.
- Van Dijk, A., Moene, A.F. & De Bruin, H.A.R., 2004: The principles of surface flux physics: theory, practice and description of the ECPACK library. Internal Report 2004/1, Meteorology and Air Quality Group, Wageningen University, Wageningen, The Netherlands, 99 pp.
- Vermote, E., Tanré, D., Deuze, L., Herman, N., & Morcrette, J.J. (1996). Second simulation of the satellite signal in the solar spectrum (6S). 6S user's guide, version 2. LOA, Lille, France, 214 pp.

- Vidal A., 1996. Télédétection et évapotranspiration : de la théorie aux applications. Synthèse des travaux. Université Paul Sabatier. 21 p.
- Vidal, A., Troufleau, D., Moran, M. S., and Qi, J., 1996. Crop evapotranspiration estimation using optical and microwave remote sensing. In "ASAE International conference of evaporation and irrigation scheduling," (ASAE, ed.), 3-6 Nov., pp. 679-684, San Antonio, Texas.
- Vintrou, E., 2012. Cartographie et caractérisation des systèmes agricoles au Mali par télédétection à moyenne résolution spatiale. Thèse de doctorat. Institut des Sciences et Industries du Vivant et de l'Environnement (AgroParisTech). 204 p.
- Verstraeten, W.W., F. Veroustraete and J. Feyen. 2008. Assessment of evapotranspiration and soil moisture content across different scales of observation. *Sensors*. 8, 70–117.
- Wan, Z., 2014. New refinements and validation of the collection-6 MODIS land-surface temperature/emissivity product. *Remote Sens. Environ.* 140, 36–45, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.027>.
- Wang XF, 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
- Warren-Wilson, J., 1959. Analysis of the spatial distribution of foliage by two-dimensional point quadrats. *New Phytologist*, vol.58, pp: 92–101.
- Wassenaar, T., Olioso, A., Hasager, C., Jacob, F., Chehbouni, A., 2002. Estimation of evapotranspiration on heterogeneous pixels. In: Proc. First Symp. Recent Advances in Quantitative Remote Sensing, September 2002, Torrent, Spain. Serv. de Publ. Univ. de Valencia, Valencia, Spain, pp. 458–465.
- White, M. A., Asner, G. P., Nemani, R. R., Privette, J. L., & Running, S. W., 2000. Measuring fractional cover and leaf area index in arid ecosystems: Digital camera, radiation transmittance, and laser altimetry methods. *Remote Sensing of Environment*, 74,45e57.
- Weiss, M., Baret, F., Smith, G.J., Jonckheere, I., & Coppin, P., 2003. Review of methods for in situ leaf area index determination, part II: Estimation of LAI, errors and sampling. *Agricultural and Forest Meteorology* 121, 37-53.
- Wright, J. L., 1982. New Evapotranspiration Crop Coefficients. *J. Irrig. Drainage Div. ASCE*, 108: 57–74.
- Wukelic, G., Gibbons, D., Martucci, L., and Foote, H., 1989. Radiometric calibration of Landsat Thematic Mapper thermal band. *Remote Sens. Environ.*, 28:339–347.
- Xia, T., Kustas, W.P., Anderson, M.C., Alfieri, J.G., Gao, F., McKee, L., Prueger, J.H., Geli, H.M.E., Neale, C.M.U., Sanchez, L., Alsina, M.M., Wang, Z., 2016. Mapping evapotranspiration with high-resolution aircraft imagery over vineyards using one-and two-source modeling schemes. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 20, 1523–1545. doi:10.5194/hess-20-1523-2016.
- Yakir, D. and L.D.S.L. Sternberg. 2000. The use of stable isotopes to study ecosystem gas exchange. *Oecologia* 123: 297-311.
- Yang, D., Chen, H., Lei, H., 2010. Estimation of evapotranspiration using a remote sensing model over agricultural land in the North China Plain. *Int. J. Remote Sens.* 29, 3783– 3798.
- Yang, Y., Su, H., Zhang, R., Tian, J., Li, L., 2015. An enhanced two-source evapotranspiration model for land (ETEML): Algorithm and evaluation. *Remote Sens. Environ.* 168, 54–65, <http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2015.06.020>.
- Yepez E.A., D.G. Williams, R.L. Scott and G.H. Lin. (2003) - Partitioning overstory and understory evapotranspiration in a semiarid savanna woodland from the isotopic composition of water vapor. *Agric. For. Meteorol.* 119: 53- 68 pp.
- Zhao, P., Li, S., Li, F., Du, T., Tong, L., Kang, S., 2015. Comparison of dual crop coefficient method and Shuttleworth–Wallace model in evapotranspiration partitioning in a vineyard of Northwest China. *Agric. Water Manag.* 160, 41–56.