

Estimation par télédétection de la variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration dans le Bassin Moyen du fleuve Ouémé au Bénin

Auteur : Adoko, Kocou Fortuné

Promoteur(s) : Jonard, François

Faculté : Faculté des Sciences

Diplôme : Master de spécialisation en sciences et gestion de l'environnement dans les pays en développement

Année académique : 2019-2020

URI/URL : <http://hdl.handle.net/2268.2/10086>

Avertissement à l'attention des usagers :

Tous les documents placés en accès ouvert sur le site le site MatheO sont protégés par le droit d'auteur. Conformément aux principes énoncés par la "Budapest Open Access Initiative"(BOAI, 2002), l'utilisateur du site peut lire, télécharger, copier, transmettre, imprimer, chercher ou faire un lien vers le texte intégral de ces documents, les disséquer pour les indexer, s'en servir de données pour un logiciel, ou s'en servir à toute autre fin légale (ou prévue par la réglementation relative au droit d'auteur). Toute utilisation du document à des fins commerciales est strictement interdite.

Par ailleurs, l'utilisateur s'engage à respecter les droits moraux de l'auteur, principalement le droit à l'intégrité de l'oeuvre et le droit de paternité et ce dans toute utilisation que l'utilisateur entreprend. Ainsi, à titre d'exemple, lorsqu'il reproduira un document par extrait ou dans son intégralité, l'utilisateur citera de manière complète les sources telles que mentionnées ci-dessus. Toute utilisation non explicitement autorisée ci-avant (telle que par exemple, la modification du document ou son résumé) nécessite l'autorisation préalable et expresse des auteurs ou de leurs ayants droit.

**ULiège - Faculté des Sciences - Département des Sciences et
Gestion de l'Environnement**

UCLouvain - Faculté des bioingénieurs

**ESTIMATION PAR TÉLÉDETECTION DE LA VARIABILITÉ SPATIO-
TEMPORELLE DE L'ÉVAPOTRANSPIRATION DANS LE BASSIN
MOYEN DU FLEUVE OUÉMÉ AU BÉNIN**

**MÉMOIRE RÉDIGÉ EN VUE DE L'OBTENTION DU DIPLÔME DE
MASTER DE SPÉCIALISATION EN SCIENCES ET GESTION DE L'ENVIRONNEMENT DANS LES
PAYS EN DEVELOPPEMENT**

MODULE : EAU ET SOL

Kocou Fortuné ADOKO

Année académique 2019-2020

RÉDIGÉ SOUS LA DIRECTION DE : Prof. François Jonard (UCLouvain/ELIE)

COMITÉ DE LECTURE :

Copyright

Toute reproduction du présent document, par quelque procédé que ce soit, ne peut être réalisée qu'avec l'autorisation de l'auteur et de l'autorité académique de l'Université de Liège et de l'Université Catholique de Louvain.*

**L'autorité académique est représentée par le(s) promoteur(s) membre(s) du personnel enseignant de l'Université de Liège et de l'Université Catholique de Louvain.*

Le présent document n'engage que son auteur.

Auteur du présent document : ADOKO Kocou Fortuné

Email : kocfor@yahoo.fr / adokofortune@gmail.com

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	iv
LISTE DES ACRONYMES ET ABRÉVIATIONS	v
LISTE DES TABLEAUX	vi
LISTE DES FIGURES	vii
RÉSUMÉ	ix
ABSTRACT	x
CHAPITRE 1. INTRODUCTION GÉNÉRALE	1
1.1. Contexte et justification.....	1
1.2. Objectifs de recherche	3
CHAPITRE 2. ÉTAT DE L'ART	4
2.1. Le cycle de l'eau	4
2.2. Processus d'évapotranspiration.....	5
2.2.1. Définition de l'évapotranspiration	5
2.2.2. Processus physique d'évaporation	5
2.2.3. Processus biochimique de la transpiration	8
2.2.4. Notions d'évapotranspirations potentielle, maximale et réelle.....	10
2.2.5. Facteurs déterminant l'évapotranspiration	12
2.2.6. Évapotranspiration et bilan énergétique de surface	13
2.2.7. Évapotranspiration et bilan hydrique	15
2.2.8. Synthèse	15
2.3. Approches classiques d'estimation de l'évapotranspiration.....	16
2.4. Estimation de l'évapotranspiration potentielle	18
2.4.1. Bac d'évaporation	18
2.4.2. Équation de la FAO 56 Penman-Monteith.....	19
2.5. Estimation de l'évapotranspiration maximale	20
2.6. Estimation de l'évapotranspiration réelle	21
2.6.1. Méthodes basées sur le bilan hydrique	21
2.6.2. Méthodes basées sur le bilan énergétique	23
2.7. Méthodes de télédétection pour l'estimation de l'évapotranspiration	25
2.7.1. Généralités	25
2.7.2. Acquisitions par télédétection	27
2.7.3. Principales approches de modélisation utilisées en télédétection	28
2.7.4. Méthodes basées sur les mesures du bilan énergétique de surface.....	30
2.7.5. Méthodes basées sur l'observation de la végétation	34
2.7.6. Méthode des triangles (TR-VI).....	35

CHAPITRE 3. MATÉRIELS ET MÉTHODES	36
3.1. Milieu d'étude	36
3.2. Collecte des données	37
3.2.1. Données météorologiques	37
3.2.2. Données de télédétection : MOD16A2.006.....	37
3.3. Traitement des données météorologiques	39
3.4. Détermination de l'évapotranspiration potentielle.....	39
3.4.1. Méthode FAO Penman-Monteith.....	40
3.4.2. Méthode de Thornthwaite	41
3.4.3. Formule de Turc	41
3.4.4. Formule de Blaney-Criddle.....	42
3.5. Détermination de l'ETR et de l'ETP avec le produit satellitaire MOD16A2.006	42
3.5.1. Hypothèse de base	42
3.5.2. Définition de la zone d'étude.....	42
CHAPITRE 4. RÉSULTATS ET DISCUSSIONS	45
4.1. Evolution des variables météorologiques	45
4.1.1. Pluviosité	45
4.1.2. Température de l'air	46
4.1.3. Humidité relative de l'air.....	47
4.1.4. Insolation.....	48
4.1.5. Vitesse du vent	49
4.2. Estimation de l'évapotranspiration potentielle	50
4.2.1. Evapotranspiration potentielle journalière par la méthode FAO56-PM	50
4.2.2. Comparaison des différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration	51
4.2.3. Corrélation entre l'ETP FAO56-PM et les autres méthodes.....	52
4.3. Estimation des évapotranspirations réelle et potentielle à partir du produit MOD16A2.006	54
4.3.1. Variabilité spatiale des ETR et ETP estimées	54
4.3.3. Variabilité saisonnière des ETR et ETP estimées	59
4.3.4. Comparaison des méthodes FAO56-PM et MOD16A2 d'estimation de l'ETP	61
4.3.5. Calcul de la fraction de l'évapotranspiration (coefficients culturaux)	62
4.4. Discussions générales.....	65
4.4.1. Comparaison des méthodes d'estimation de l'évapotranspiration potentielle	65
4.4.2. Variabilité spatiale des ETR et ETP estimées à partir du produit MOD16A2	65
4.4.3. Variabilité temporelle des ETR et ETP estimées à partir du produit MOD16A2 ...	66
4.4.4. Comparaison des méthodes FAO56-PM et MOD16A2 d'estimation de l'ETP	67
4.4.5. Calcul de la fraction de l'évapotranspiration (coefficients culturaux)	68

CHAPITRE 5. CONCLUSION ET PERSPECTIVES.....	69
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	70
ANNEXES.....	76
Annexe 1. Calcul de l'évapotranspiration potentielle de référence par implémentation de la méthode de la FAO56 Penman-Monteith.....	76
Annexe 2. Résultats complémentaires de l'estimation de l'évapotranspiration à partir du produit MOD16A2.006.	83
<i>Annexe 2.1. Série temporelle mensuelle de l'évapotranspiration réelle estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2020.....</i>	<i>83</i>
<i>Annexe 2.2. Série temporelle mensuelle de l'évapotranspiration potentielle estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2020.</i>	<i>84</i>
<i>Annexe 2.3. Comparaison des séries journalières de l'ETP estimée à partir de l'équation FAO56-PM et de l'ETP estimée à partir du produit MOD16A2.006 entre 2001 et 2016.</i>	<i>85</i>
<i>Annexe 2.4. Statistiques sur l'évapotranspiration mensuelle estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.</i>	<i>86</i>
<i>Annexe 2.5. Statistiques sur l'évapotranspiration annuelle estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.</i>	<i>87</i>
<i>Annexe 2.6. Statistiques sur les données manquantes de l'évapotranspiration estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2020.</i>	<i>88</i>
Annexe 3. Code utilisée pour générer les données d'ET à partir du produit MOD16A2.006 dans Google Earth Engine.	89
Annexe 4. Présentation de l'application logicielle open source (plugin Sen-ET_SNAP) développé par l'ESA pour une modélisation pré-opérationnelle précise de l'évapotranspiration instantanée.	90

REMERCIEMENTS

Mes premiers remerciements vont à l'endroit de mon promoteur, Prof. François JONARD, qui a accepté encadrer ce travail malgré le contexte de la crise sanitaire mondiale liée à la pandémie de COVID19 qui a bouleversé le cours normal de la vie et surtout limité les contacts humains. Néanmoins, les échanges par visioconférence m'ont permis de conduire à bien ce travail. Grâce à ses idées, sa rigueur et ses conseils, j'ai pu découvrir et assimiler de nouvelles connaissances au cours de ce travail. Mes remerciements vont également à Dr Alice ALONSO pour son expertise scientifique.

Je tiens également à remercier les Professeurs Bernard TYCHON et Charles BIELDERS, Co-Coordinateurs du programme de formation "Master de Spécialisation en Sciences et Gestion de l'Environnement dans les Pays en développement", pour leurs efforts soutenus, leurs conseils et leur assistance pour la réussite de l'année académique 2019-2020. J'adresse aussi un grand merci à Antoine DENIS, Assistant du programme pour sa contribution et sa disponibilité constante.

Il m'est aussi agréable d'adresser mes sentiments de reconnaissance à l'Académie de Recherche et d'Enseignement Supérieure (ARES) pour la bourse d'études qu'elle nous a accordée dans le cadre de cette formation et à la Fondation "Roi Baudouin" à travers le Fonds "Elisabeth & Amélie" pour avoir financé la campagne de terrain au Bénin.

Merci également à toute l'équipe académique (enseignants, assistants, etc.) de l'Université de Liège (Faculté des Sciences/Arlon Campus Environnement) et de l'Université de Louvain-la-Neuve (Faculté des Bio-ingénieurs) pour leur contribution très appréciable à notre formation.

Je tiens aussi à remercier mes camarades de promotion pour les soutiens mutuels et les bons moments passés ensemble.

Enfin, je remercie ma famille pour avoir accepté mon absence prolongée et m'avoir soutenu, de même que tous ceux qui de près ou de loin ont apporté leur contrition à la réussite de mon parcours académique.

LISTE DES ACRONYMES ET ABRÉVIATIONS

AISH	Association Internationale des Sciences Hydrologiques
ALEXI	Atmosphere-Land Exchange Inverse
ASECNA	Agence pour la Sécurité et la Navigation Aérienne
ASTER	Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer
DisALEXI	Disaggregation Atmosphere-Land Exchange Inverse
ESA	European Space Agency
ET	Évapotranspiration
ETP	Évapotranspiration potentielle
ETR	Évapotranspiration réelle
EVI	Enhanced Vegetation Index
FAO	Food and Agricultural Organization
FAO56-PM	Méthode de Penman-Monteith standardisée par la FAO pour le calcul de l'ETP
FAPAR	Fraction of Absorbed Photosynthetically Active Radiation
F _{ET}	Fraction de l'évapotranspiration ($K_s \times K_c$)
GEE	Google Earth Engine
GMAO	Global Modeling and Assimilation Office
IRT	InfraRouge Thermique
K _c	Coefficient cultural
K _s	Coefficient de stress
LAI	Leaf Area Index
LANDSAT	LAND remote sensing SATellite
LIDAR	Light Detection And Ranging
LP DAAC	Land Processes Distributed Active Archive Center
LSA-SAF	Satellite Application Facility on Land Surface Analysis
LST	Land Surface Temperature / Température de surface du sol
METRIC	Mapping Evapotranspiration with high Resolution and Internalized Calibration
MODIS	MODerate resolution Imaging Spectroradiometer
MSE	Mean Squared Error/Moyenne des carrés des erreurs
MSG	Meteosat Second Generation
MSG-SEVIRI	Meteosat Second Generation Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager
NASA	National Aeronautics and Space Administration

NDVI	Normalized Difference Vegetation Index / Indice de végétation par différence normalisé
OMM	Organisation Mondiale de Météorologie
PT-JPL	Priestley-Taylor Jet Propulsion Laboratory
RMSE	Root Mean Squared Error/Erreur quadratique moyenne
RS-SVAT	Remote Sensing Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer
SAVI	Soil Adjusted Vegetation Index
SEB	Surface Energy Balance
SEBAL	Surface Energy Balance Algorithm
SEBS	Surface Energy Balance System
SMOS	Soil Moisture and Ocean Salinity
SSEB	Simplified Surface Energy Balance
SVAT	Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer
USGS	United States Geological Survey
VPD	Vapor Pressure Deficit
WEB-SVAT	Water Energy Balance Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Valeurs de l'albédo pour différentes surfaces (d'après Cosandey et Robinson, 2000).....	8
Tableau 2. Classification des méthodes d'estimation de l'ETP (d'après Oudin, 2004).	17
Tableau 3. Couches de composite du produit MOD16A2.006 (d'après Running et <i>al.</i> , 2019).	39
Tableau 4. Ecart mensuels moyens des valeurs d'ETP obtenues avec les différentes méthodes d'estimation comparées à celle de FAO56-PM.....	54
Tableau 5. Statistiques sur l'évapotranspiration journalière estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2020.....	57
Tableau 6. Statistiques sur l'évapotranspiration annuelle estimée sur les valeurs de la médiane spatiale à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.	59
Tableau 7. Comparaison des statistiques sur l'évapotranspiration journalière estimée à partir de l'équation FAO56-PM et du produit MOD16A2.006 entre 2001 et 2016.....	62
Tableau 8. Statistiques saisonnières sur la fraction de l'évapotranspiration (F_{ET}) mensuelle estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.	64

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Schéma du cycle de l'eau (d'après l'USGS).....	4
Figure 2. Schéma de la circulation de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère (source : Oudin, 2004)	9
Figure 3. Répartition géographique des principaux facteurs de contrôle de l'évapotranspiration (d'après Zhang et <i>al.</i> , 2016).....	13
Figure 4. Composantes des bilans d'énergie et d'eau à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère illustrant leur couplage via le processus d'évapotranspiration (d'après Velluet, 2014).....	16
Figure 5. Bac à évaporation de classe A.	19
Figure 6. Représentation des paramètres opposant une résistance au flux d'évapotranspiration pour une surface végétale de référence (Allen et <i>al.</i> , 1998).	20
Figure 7. Case lysimétrique	22
Figure 8. L'évapotranspiration, une variable à l'interface entre le cycle de l'eau, le cycle du carbone et les échanges d'énergie de surface (d'après Bigeard, 2014).....	25
Figure 9. Le spectre électromagnétique (source : Allies, 2018).....	27
Figure 10. Signature spectrale des principales surfaces naturelles (source : site Wikipédia)..	27
Figure 11. Chronologie des publications clés ayant influencées l'émergence des modèles d'estimation de l'ET par télédétection (d'après Zhang et <i>al.</i> , 2016).....	29
Figure 12. Quelques approches de modélisation des échanges de surface de différents degrés de complexité (source : Bigeard, 2014).....	30
Figure 13. Représentation schématique des différentes configurations du réseau de résistances au transport de vapeur d'eau et de chaleur à travers le couvert (d'après Zhang et <i>al.</i> , 2016). .	32
Figure 14. Carte de situation géographique et d'occupation du sol du Bassin Moyen de l'Ouémé centré sur la région de Savè.	36
Figure 15. Organigramme de l'algorithme MOD16A2.006 (d'après Mu et <i>al.</i> , 2013).	38
Figure 16. Carte montrant les différents sites d'étude dans le sous-Bassin Moyen de l'Ouémé centré sur la région de Savè.	43
Figure 17. Série journalière de la pluviosité mesurée par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.....	45
Figure 18. Evolution interannuelle de la pluviosité mesurée par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.....	45
Figure 19. Séries journalières des températures maximales, minimales et moyennes mesurées par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.	46
Figure 20. Evolution interannuelle des températures maximales, minimales et moyennes mesurées par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.	46
Figure 21. Séries journalières des humidités relatives maximales, minimales et moyennes mesurées par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.	47
Figure 22. Evolution interannuelle des humidités relatives maximales, minimales et moyennes mesurées par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.	48
Figure 23. Série journalière de l'insolation mesurée par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.....	48

Figure 24. Evolution interannuelle de l'insolation mesurée par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.....	49
Figure 25. Série journalière de la vitesse du vent mesurée par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.....	49
Figure 26. Evolution interannuelle de la vitesse du vent mesurée par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.	50
Figure 27. Série journalière de l'évapotranspiration potentielle estimée à partir de l'équation de la FAO56-PM sur les variables météorologiques entre 2000 à 2016.	50
Figure 28. Séries mensuelles de l'évapotranspiration de référence estimée à partir de différentes méthodes entre 2000 à 2016.	51
Figure 29. Evolution interannuelle des ETP obtenues à partir de différentes méthodes entre 2000 à 2016.....	52
Figure 30. Courbes des corrélations des ETP obtenues par les différentes méthodes par rapport à la méthode FAO56-PM.....	53
Figure 31. Série journalière de l'évapotranspiration réelle estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2020.....	55
Figure 32. Série journalière de l'évapotranspiration potentielle estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2020.....	56
Figure 33. Evolution interannuelle des évapotranspirations potentielle et réelle estimées à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.	58
Figure 34. Evolution saisonnière des évapotranspirations potentielle et réelle estimées à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.....	60
Figure 35. Evolution interannuelle des ETP obtenues avec la méthode de FAO56-PM et celle basée sur le produit MOD16A2.006.....	61
Figure 36. Evolution saisonnière de la moyenne mensuelle de la fraction de l'évapotranspiration (F_{ET}) estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.	63
Figure 37. Evolution saisonnière de la moyenne annuelle de la fraction de l'évapotranspiration (F_{ET}) estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.	64

Estimation par télédétection de la variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration dans le Bassin Moyen du fleuve Ouémé au Bénin

Présenté par Kocou Fortuné ADOKO

RÉSUMÉ

Au Bénin, les connaissances actuelles sur le processus d'évapotranspiration (ET) restent limitées car elles reposent principalement sur des mesures de terrain représentatives de petites échelles spatiales, ou sur des modèles complexes, dont l'importance des jeux de données et des variables qu'ils requièrent limite leur application. Dans ce contexte, ce mémoire vise à améliorer notre connaissance de la variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration dans le Bassin Moyen du fleuve Ouémé au Bénin.

Pour cela, les méthodes de la FAO 56 Penman-Monteith (FAO56-PM), de Turc, de Blaney-Criddle et de Thornthwaite sont appliquées sur les données de la station météorologique de Savè pour caractériser l'évapotranspiration potentielle (ETP). Ensuite, la méthode de télédétection basée sur le produit satellitaire MOD16A2.006 a été utilisée pour estimer les évapotranspirations potentielle (ETP) et réelle (ETR) de différents sites d'occupation du bassin. Enfin, la méthode FAO56-PM et celle basée sur le produit MOD16A2.006 pour l'estimation de l'ETP ont été comparées.

Cette étude révèle que la méthode de Turc estime aussi bien l'ETP (mais avec des valeurs légèrement plus faibles) que la méthode FAO56-PM dans le Bassin Moyen de l'Ouémé avec une erreur quadratique moyenne (RMSE) de 70,3 mm/an. Par contre, les méthodes de Blaney-Criddle et de Thornthwaite surestiment l'ETP par rapport à la méthode FAO56-PM avec des RMSE respectivement de 142 mm/an et 627,6 mm/an.

Cette étude souligne également que, la méthode basée sur le produit satellitaire MOD16A2.006 comparée à la méthode FAO56-PM pour l'estimation de l'ETP, présente une RMSE de 0,6 mm/jour. Elle peut permettre de suivre les cycles annuels comme saisonniers, ainsi que certaines tendances d'évolution de l'ET au niveau du Bassin Moyen de l'Ouémé. Mais, la faiblesse principale de ce produit est liée à ses résolutions temporelle (8 jours) et spatiale (500 m) qui ne permettent pas des applications de terrain (au niveau des parcelles agricoles par exemple). Les erreurs de classification de l'occupation des sols et du couvert végétal constituent la principale source d'erreur de l'algorithme MOD16. Pour remédier à cela, il est envisageable d'utiliser l'outil open source (plugin Sen-ET_SNAP) développé par l'ESA pour une modélisation de l'évapotranspiration instantanée à des résolutions spatiales élevées (20 mètres) grâce aux observations provenant des satellites Sentinel-3 et Sentinel-2

Mots clés : Évapotranspiration, Bassin, Télédétection, MOD16A2, Bénin.

Estimation by remote sensing of the spatio-temporal variability of evapotranspiration in the Middle Watershed of the Ouémé river in Benin

Presented by Kocou Fortuné ADOKO

ABSTRACT

In Benin, current knowledge of the evapotranspiration (ET) process remains limited because it is based mainly on field measurements (representative of small spatial scales) or on complex models, whose large data sets and variables that they require limit their application. In this context, this thesis aims to improve our knowledge of the spatio-temporal variability of evapotranspiration in the Middle Watershed of the Ouémé river in Benin.

For this, the FAO 56 Penman-Monteith (FAO56-PM), Turc, Blaney-Criddle, and Thornthwaite methods are applied to data from the Savè meteorological station to characterize the potential evapotranspiration (ETP). Then, the remote sensing method based on the MOD16A2.006 satellite product was used to estimate the potential (ETP) and actual (ETR) evapotranspiration from different land uses in the Watershed. Finally, the in situ and remote sensing methods for estimating ETP were compared.

This study reveals that the Turc method (but with slightly lower values) and the FAO56-PM method both estimate the ETP in the Middle Oueme Watershed with a root mean squared error (RMSE) of 70.3 mm/year. In contrast, the Blaney-Criddle and Thornthwaite methods overestimate the ETP compared to the FAO56-PM method with RMSE of 142 mm/year and 627.6 mm/year, respectively.

This study also points out that the MOD16A2.006 method compared to the FAO56-PM method for the estimation of the ETP, presents an RMSE of 0.6 mm/day. It can validly allow to follow annual and seasonal cycles, as well as some trends in the evolution of ET at the level of the Middle Ouémé Watershed. However, the main weakness of this product is linked to its temporal (8 days) and spatial (500 m) resolutions, which do not allow field applications (at the level of agricultural plots for example). Land use and land cover classification errors are the main source of error of the MOD16 algorithm. To overcome this shortcoming, it is possible to use the open-source tool (Sen-ET_SNAP plugin) developed by ESA for modeling of instantaneous evapotranspiration at high spatial resolutions (20 meters) using observations from the Sentinel-3 and Sentinel-2 satellites

Keywords : Evapotranspiration, Watershed, Remote sensing, MOD16A2, Benin.

CHAPITRE 1. INTRODUCTION GÉNÉRALE

1.1. Contexte et justification

Dans le monde, l'agriculture est responsable d'environ 70 % de la consommation d'eau douce (Bigéard, 2014). L'eau constitue donc une ressource dont la disponibilité est indispensable pour la production continue de nourriture en quantité et en qualité. Dans le contexte actuel de réchauffement climatique, la nécessité d'une gestion rationnelle et efficace de l'eau s'impose à tous notamment au monde de l'agriculture.

Toutefois, une utilisation rationnelle de l'eau en agriculture requiert le développement de techniques fiables pour la détection de l'état hydrique des cultures. Ainsi, une connaissance de l'évapotranspiration (ET) paraît indispensable. Par ailleurs, l'ET est une composante capitale du cycle hydrologique. Comprendre son processus est devenu fondamental étant donné le scénario actuel de changement global et de l'utilisation croissante de l'eau, en particulier dans le secteur agricole (Souza et *al.*, 2019). La connaissance de l'ET constitue une information capitale pour estimer la disponibilité de l'eau, sa consommation par les plantes et sa distribution spatio-temporelle. Elle est, en outre, liée à l'humidité du sol et peut servir d'indicateur du stress hydrique. Sa mesure spatialisée représente alors un outil essentiel pour la gestion des ressources en eau et l'optimisation de l'irrigation à l'échelle du territoire (Bigéard, 2014).

Étant donné l'importance que prend l'irrigation dans le monde, il est utile de connaître les quantités d'eau à apporter aux cultures. Tout dimensionnement de réseau d'irrigation doit être basé sur une détermination de l'ET à l'aide de données climatiques, tout au moins pour connaître les pertes par infiltration (Riquier, 1963).

L'ET peut être estimée à travers des formules ou des méthodes élaborées sous divers climats dans différents endroits de la Terre. Cependant, l'estimation de l'ET n'est pas aussi aisée car l'importance des jeux de données et des variables qu'elle requiert limite l'application de plusieurs modèles complexes comme celle de Penman-Monteith.

Cependant, de nouveaux horizons sont ouverts pour le suivi du bilan hydrique du sol et la détection du stress hydrique grâce au développement des techniques de la télédétection (Hamimed et *al.*, 2000). Les années 1980 ont été marquées par le développement d'une technique pour la quantification de l'évapotranspiration sur une surface agricole homogène en utilisant l'équation du bilan d'énergie à la surface à partir des données satellitaires captées en milieu de journée dans l'infrarouge thermique (Hamimed et *al.*, 2000).

Les méthodes les plus efficaces pour dériver des cartes d'ET à l'échelle locale (champ), régionale et mondiale utilisent des observations de télédétection, en particulier à partir de capteurs satellitaires. La majorité des modèles de télédétection qui estiment l'ET le font en estimant les flux d'énergie de surface terrestre. Cela nécessite à la fois la connaissance de l'état de la végétation (par exemple l'indice de surface foliaire) et de la température de surface du

sol (LST) qui agit comme l'une des limites du modèle. Par conséquent, les observations de télédétection utilisant à la fois des capteurs infrarouge visible, proche infrarouge et thermique constituent une source importante de données d'entrée pour ces modèles (ESA, 2020).

Il existe des jeux de données spatialisées d'ET utilisant des observations de télédétection. L'un des jeux de données largement disponibles est celui du Projet mondial d'évapotranspiration MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) qui est adapté aux applications régionales (avec une résolution temporelle de 8 jours et une résolution spatiale de 500 m ou 1 km). L'utilité des cartes d'ET a été démontrée dans diverses applications, allant de la gestion des droits sur l'eau, en passant par la surveillance de la sécheresse et des pénuries alimentaires, à une utilisation plus efficace des terres et de l'eau dans l'agriculture et à l'évaluation du stress des cultures (ESA, 2020).

Au Bénin, les connaissances actuelles sur le processus d'ET restent limitées car elles reposent principalement sur des mesures de terrain représentatives de petites échelles spatiales, ou sur des modèles complexes, dont l'importance des séries de données qu'ils requièrent limite leur application. Allies (2018) a étudié la variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration, en analysant le potentiel de la télédétection pour son estimation en Afrique de l'Ouest. L'approche qu'il a proposée repose sur une comparaison des produits d'évapotranspiration par télédétection disponibles et la proposition d'une nouvelle méthode permettant la génération de nouveaux produits. Les travaux de Mamadou (2014) ont porté sur l'étude des flux turbulents, en particulier l'évapotranspiration réelle en climat soudanien. Il a notamment examiné la partition énergétique des flux à travers la fraction évaporative et le rapport de Bowen (β) aux échelles diurne, saisonnière et inter-annuelle. Il a également évalué les caractéristiques de surface (conductance de surface et aérodynamique) et le coefficient de découplage pour interpréter la dynamique de l'évapotranspiration réelle. Djikou (2006) et Roko (2007) ont, quant à eux, évalué l'ET en utilisant la formule de Penman-Monteith sur des sites du Haut Bassin de l'Ouémé.

C'est dans ce contexte que s'inscrit cette étude relative à l'**Estimation par télédétection de la variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration dans le Bassin Moyen du fleuve Ouémé au Bénin**.

Le mémoire est articulé en cinq principaux chapitres. Tout d'abord, nous abordons dans le chapitre 1 le contexte de l'étude ainsi que les objectifs visés. Le chapitre 2 expose le cadre théorique du processus d'évapotranspiration et des principaux modèles pour son estimation. Le chapitre 3 aborde tous les aspects méthodologiques à travers les caractéristiques du milieu d'étude, les différentes étapes et méthodes d'acquisition, de traitement, d'analyse des données utilisées et d'interprétation des résultats. Dans le chapitre 4, les résultats et les discussions sont présentés. Enfin, le chapitre 5 est consacré aux grandes conclusions et les perspectives.

1.2. Objectifs de recherche

L'objectif global (OG) est de faire une évaluation comparative de différentes méthodes (modèles empiriques et télédétection) d'estimation de l'évapotranspiration (ET) nécessaire à la caractérisation des flux régissant le bilan hydrique dans le Bassin Moyen du fleuve Ouémé au Bénin.

Les objectifs spécifiques (OS) sont :

OS1 : Déterminer les méthodes les plus appropriées pour estimer l'évapotranspiration (ET) dans le Bassin Moyen du fleuve Ouémé au Bénin ;

OS2 : Analyser la variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration (ET) dans le Bassin Moyen du fleuve Ouémé au Bénin ;

OS3 : Analyser la fraction de l'évapotranspiration (F_{ET}) dans le Bassin Moyen du fleuve Ouémé au Bénin.

CHAPITRE 2. ÉTAT DE L'ART

2.1. Le cycle de l'eau

Le cycle de l'eau (Figure 1) est un cycle terrestre consistant à des échanges d'eau existant sous différents états (liquide, solide et gazeux) entre les différents réservoirs : l'atmosphère, l'hydrosphère (fleuve, rivière, mer, etc.) et le sol (la lithosphère).

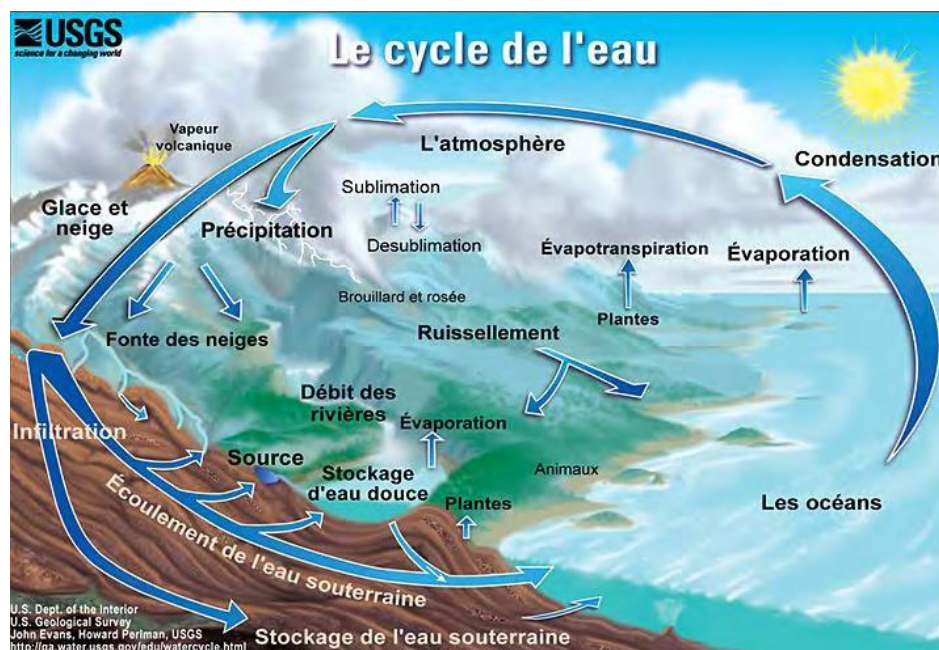


Figure 1. Schéma du cycle de l'eau (d'après l'USGS)

Ce cycle hydrologique a, comme moteur, l'énergie solaire qui permet le transport et la transformation de l'eau dans ses divers états. En effet, le rayonnement solaire qui atteint la surface de la Terre a pour effet de la chauffer, favorisant ainsi le transfert d'eau vers l'atmosphère (évaporation sur les surfaces d'eau libre et évapotranspiration sur les surfaces terrestres). La vapeur d'eau qui se dégage alors va, en se refroidissant et en présence de noyaux de condensation, former de très petites gouttelettes d'eau liquide ou de glace et par la suite des nuages. Après un transport dans l'atmosphère, lorsqu'elles se retrouvent soumises à des processus de condensation et d'agrégation à l'intérieur de ces nuages, les gouttelettes deviennent trop lourdes et retombent à la surface par précipitation (Bigéard, 2014).

Environ les trois quarts des précipitations se font sur les océans et les mers. Quand l'eau tombe sur les continents, elle ruisselle ou s'infiltre à travers les roches (infiltration ou écoulement souterrain). Une partie de cette eau tombée est utilisée par les plantes. L'eau rejoint, dans un temps plus ou moins long, un cours d'eau. Elle va de nouveau aller dans l'océan, les lacs et va reprendre le même chemin, ainsi c'est un cycle qui se répète. Quand l'eau s'infiltre dans des roches, elle forme des nappes d'eau souterraine. Dans la plupart de ces nappes, l'eau circule lentement et finit par ressortir par des sources ou directement par le fond des cours d'eau. La quantité d'eau qu'il peut y avoir en stock dans la nappe par rapport à ce qui arrive chaque année à cette nappe (et en ressort) donne le temps de renouvellement. Ce temps

est très différent selon les nappes d'eau : de quelques mois à plusieurs siècles dans certains cas (on parle alors d'eau fossile).

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'ET. Si le bilan des surfaces terrestre est positif (plus d'apport que d'export), 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 (Bigéard, 2014).

2.2. Processus d'évapotranspiration

2.2.1. Définition de l'évapotranspiration

Selon Allen et *al.* (1998), l'évapotranspiration (ET) résulte de la combinaison du processus physique d'évaporation et du processus biochimique de transpiration. L'évaporation correspond au transfert d'eau d'une surface (cours d'eau, végétation, sol, etc.) vers l'atmosphère par vaporisation. La transpiration est le transfert à travers les stomates (micropores par lesquels l'eau s'évapore) des feuilles de l'eau contenue dans la végétation vers l'atmosphère.

2.2.2. Processus physique d'évaporation

Évaporation depuis une masse d'eau libre

Le processus d'évaporation d'une masse d'eau liquide (libre ou contenue dans une matrice) exige un apport d'énergie, qui dans le cas d'une surface naturelle provient du rayonnement solaire. L'apport de chaleur à la masse d'eau augmente le niveau d'énergie des molécules d'eau et favorise la rupture des liaisons entre molécules. Ainsi plus la température de la masse d'eau s'élève plus ses molécules vont quitter la phase liquide pour s'échapper en phase vapeur vers les couches d'air sus-jacentes. Cette énergie nécessaire à l'évaporation est appelée **chaleur latente de vaporisation** (ou **de condensation** pour le processus inverse) (J.kg⁻¹). Ainsi, à 10 °C, il faut environ 680 calories pour évaporer un gramme d'eau (Allies, 2018).

En dehors de l'apport d'énergie, l'évaporation dépend également d'un différentiel de pression entre les phases de l'eau. La pression représente l'intégration dans le temps de la force exercée par les chocs répétés des molécules en agitation constante contre une paroi fictive. Chacun des gaz qui constituent l'atmosphère (celle-ci étant constituée d'une multitude de gaz) exerce sa propre pression appelée **pression partielle** (par rapport à la pression totale ou pression atmosphérique). Cette force de pression augmente non seulement avec la température qui favorise l'excitation des molécules mais aussi avec la masse volumique du gaz en question. En effet, plus la masse volumique du gaz est élevée plus le nombre de molécules est élevé et plus le nombre de chocs contre la paroi fictive augmente (Allies, 2018). On distingue deux sortes de pressions partielles (Allies, 2018) :

- la **pression partielle de vapeur saturante** e_s correspondant à la pression maximale que peut supporter la vapeur d'eau avant de se condenser à la température de la masse d'air considérée ;
- la **pression partielle de vapeur effective** e_a correspondant à la pression exercée par la vapeur d'eau effectivement contenu dans la masse d'air considérée.

La quantité de vapeur d'eau qu'une masse d'air peut encore absorber est alors définie par le **déficit de saturation** VPD (Vapor Pressure Deficit) :

$$VPD = e_s - e_a \quad (1)$$

Le rapport entre e_a et e_s correspond à l'**humidité relative** H_r de l'air qui est définie comme la quantité d'eau que l'air contient réellement (**humidité absolue**) rapportée à la quantité maximale qu'il peut contenir pour une température donnée :

$$H_r = \frac{e_a}{e_s} \quad (2)$$

L'évaporation de la masse d'eau vers la masse d'air s'effectue donc jusqu'à ce que le VPD soit nul. Mais, cette théorie n'est valable que dans des conditions de calme absolu qui n'existe pas naturellement. En réalité dans la basse atmosphère, les mouvements de convection par turbulence et/ou catalysés par des différentiels de température entraînent un renouvellement quasi-permanent de la masse d'air immédiatement au-dessus de la surface évaporante et permet donc de réduire la pression de vapeur. Ainsi, plus le vent est fort, plus l'air est turbulent, plus la température de surface de l'eau s'élève par rapport à celle de l'air, plus la convection est efficace et par conséquent plus l'évaporation augmente (Allies, 2018).

D'après la loi de Dalton, l'évaporation depuis une masse d'eau libre peut être exprimée comme une fonction du VPD et de la vitesse du vent :

$$E = VPD \cdot f(u) \quad (3)$$

avec E Taux d'évaporation (mm.jour^{-1}) ;
 VPD Déficit de saturation (kPa) ;
 $f(u)$ Facteur de proportionnalité dépendant de la vitesse du vent u (m.s^{-1}).

L'évaporation d'une masse d'eau dépend alors de plusieurs facteurs climatiques. D'abord, c'est le rythme solaire qui contrôle celui de l'évaporation de par son apport en énergie nécessaire au changement de phase. L'évaporation est ensuite proportionnelle à la différence entre la pression de vapeur saturante à la température de la masse d'air sus-jacente et la pression de vapeur effective. Elle dépend également du renouvellement de cette masse d'air et donc des mouvements de turbulence dans la basse atmosphère. Dans le cas de l'eau libre, s'ajoutent à ces facteurs climatiques les caractéristiques physiques de la masse d'eau (salinité, profondeur, étendue, etc.) (Allies, 2018).

Évaporation depuis un sol nu

Dans le cas d'un sol nu considéré comme surface évaporante, l'évaporation est régie par les mêmes facteurs climatiques que ceux décrits ci-dessus pour une nappe d'eau libre. L'unique différence est liée à la disponibilité en eau qui peut devenir un facteur limitant dans le cas d'un sol (Allies, 2018). Le principal facteur de contrôle de l'évaporation au niveau d'un sol nu est alors la teneur en eau du sol. Cette dernière dépend de la quantité d'eau apportée (sous forme de précipitation ou d'irrigation) et des propriétés texturales et structurales du sol. Ces propriétés gouvernent le flux d'eau maximal que le sol est capable d'absorber, c'est-à-dire sa **capacité d'infiltration** qui dépend de sa **conductivité hydraulique** et aussi des conditions aux limites du système, à savoir la teneur en eau initiale du sol et la charge ou hauteur d'eau imposée en surface (« ponding »). Ainsi, nous avons la notion de **conductivité hydraulique à saturation** K_s qui correspond à la valeur limite du taux d'infiltration lorsque le sol est saturé et homogène en l'absence de ponding. En milieu non saturé, ces transferts d'eau en phase liquide (q_l en m.s^{-1}) sont régis par la loi de Darcy qui, dans le cadre d'un écoulement unidimensionnel vertical descendant suivant l'axe 0 (surface) z (profondeur du sol), s'écrit :

$$q_l = -K(h) \cdot \left(\frac{\partial \psi_m}{\partial z} - 1 \right) \quad (4)$$

avec ψ_m le potentiel matriciel (m) c'est-à-dire le champ de force dû à l'attraction de l'eau par la matrice solide.

Le potentiel matriciel est relié à la teneur en eau du sol Θ ($\text{m}^3.\text{m}^{-3}$) par une courbe de rétention (Van Genuchten, 1980).

Dans les régions arides et semi-arides, caractérisées par la rareté des pluies et des températures élevées, l'évaporation est fortement dépendante des transferts de chaleur en phase vapeur (Boulet et al., 1997). Ces transferts en phase vapeur sont décrits par la loi de Fick qui, dans le cas d'un écoulement unidimensionnel vertical descendant suivant l'axe [0 z], s'écrit :

$$q_v = -D_{vh} \frac{\partial \psi_m}{\partial z} - D_{vT} \frac{\partial T}{\partial z} \quad (5)$$

avec q_v Flux de vapeur d'eau (m.s^{-1}) ;
 D_{vh} Coefficient isotherme de diffusion de la vapeur (m.s^{-1}) ;
 D_{vT} Coefficient de diffusion de la vapeur ($\text{m}^2.\text{s}^{-1}.\text{K}^{-1}$) ;
 T Température (K).

C'est, bien sûr, la couche superficielle du sol qui joue le rôle essentiel dans ces processus d'évaporation. Cependant, des remontées capillaires des horizons profonds vers ceux de surface peuvent se produire mais ne constituent généralement, en dehors du cas de nappes sub-affleurantes, qu'une très faible contribution à l'évaporation.

Enfin, la couleur des sols joue un rôle non négligeable sur l'évaporation, dans la mesure où elle influence la quantité de rayonnement visible réfléchi par la surface appelée **albédo**.

L'albédo est le rapport entre le flux du rayonnement global et le flux du rayonnement incident correspondant (Brutsaert, 1982). Du fait que l'albédo détermine la part du rayonnement absorbé par la végétation, ses effets sur l'évapotranspiration ne sont pas négligeables puisque qu'il modifie le bilan d'énergie au niveau d'une surface. L'albédo dépend de l'humidité de la plante et du rayonnement solaire (angle d'incidence). En outre, les sols foncés ont tendance à absorber plus de rayonnement que les sols plus clairs, et sont donc, toutes conditions égales par ailleurs, potentiellement plus évaporants. En assombrissant le sol, l'humidité joue un rôle important dans ces valeurs d'albédo. Un même sol présentera ainsi des valeurs d'albédo plus faibles en conditions humides que sèches (Allies, 2018).

Il existe des tables qui donnent des valeurs moyennes de l'albédo selon le type de surface (Tableau 1),

Tableau 1. Valeurs de l'albédo pour différentes surfaces (d'après Cosandey et Robinson, 2000)

Surfaces du sol	Albédo
Surface d'eau	0,03 à 0,10
Forêt	0,05 à 0,20
Sol cultivé	0,07 à 0,14
Pierres et rochers	0,15 à 0,25
Champs et prairies	0,10 à 0,30
Sol nu	0,15 à 0,40
Neige ancienne	0,50 à 0,70
Neige fraîche	0,80 à 0,95

2.2.3. *Processus biochimique de la transpiration*

Description du phénomène

A l'instar du processus d'évaporation précédemment développé, la transpiration a besoin d'énergie, fournie par le rayonnement et la chaleur sensible. Le mouvement de la vapeur d'eau qui en résulte est ensuite assuré par la circulation des masses d'air.

L'eau circule de manière continue dans le système sol-plante-atmosphère décrit comme un continuum. Ce continuum peut être schématisé comme une pompe aspirante où la succion provient de l'atmosphère et où la source d'eau est le sol, qui retient celle-ci de manière variable selon les états de l'eau dans le sol (Figure 2). Cette source est alimentée périodiquement par les précipitations et l'infiltration, ce qui a pour effet de modifier la force avec laquelle le sol retient l'eau (Oudin, 2004).

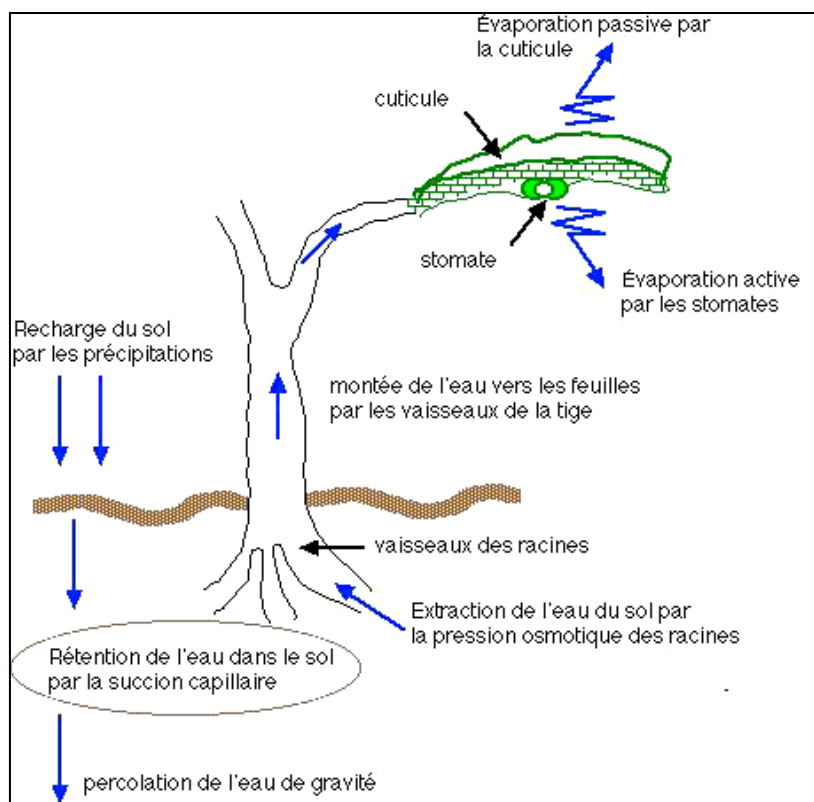


Figure 2. Schéma de la circulation de l'eau dans le continuum sol-plante-atmosphère (source : Oudin, 2004)

Les racines extraient l'eau du sol par *succion osmotique*, déterminée par les sels dissous dans leurs tissus. Quant au sol, il retient l'eau par *succion capillaire*. Cette succion est d'autant plus forte que le sol est plus sec. Il y a donc compétition entre le sol et les racines pour aspirer l'eau. Dans la plante, le processus de succion continue, ce qui fait monter l'eau dans les vaisseaux libéro-ligneux pour atteindre les feuilles. Les échanges gazeux avec l'atmosphère ont lieu au niveau des feuilles. L'eau s'évapore à travers la *cuticule* et à travers les *stomates*.

En général, la cuticule présente une résistance constante à l'évaporation, alors que les stomates s'ouvrent et se ferment selon les conditions hydriques et climatiques que subit la plante. Lorsque la plante est bien alimentée en eau, les stomates s'ouvrent et les échanges gazeux fonctionnent à leur capacité maximale. La transpiration est alors optimale, et la température de la surface des feuilles est plus faible que celle de la surface des sols nus du voisinage, du fait de l'effet réfrigérant du processus d'évaporation. Quand les ressources en eau au niveau des racines deviennent plus difficiles à extraire, comme en milieu de journée ou après quelques jours de sécheresse, la plante referme ses stomates et commence à économiser l'eau. La température des feuilles s'élève alors pour dépasser celle de l'air ambiant (Oudin, 2004).

Estimation de la transpiration

On distingue trois grands types de modèles d'estimation de la transpiration : un basé sur une approche empirique, un autre sur une approche analogique et un dernier basé sur une approche physiologique.

La première catégorie de modèle repose sur le principe que la transpiration est liée à la teneur en eau du sol (Trambouze et Voltz, 2001). Une fonction de distribution racinaire peut aussi être appliquée pour déterminer le taux de transpiration pour chaque couche de sol en fonction de la densité racinaire de la couche ; les courbes de dessèchement citées s'appliquant à chacune des couches de sols successives (Oudin, 2004).

La deuxième catégorie de modèle, moins utilisée, repose sur une analogie à la loi d'Ohm : les flux sont fonction de la différence de potentiel et sont régulés par une résistance :

$$TR = \frac{(\Psi_f - \Psi_s)}{r_{sa}} \quad (6)$$

avec Ψ_f Potentiel foliaire ;
 Ψ_s Potentiel de l'eau dans le sol ;
 r_{sa} Résistance globale aux transferts d'eau du sol vers l'atmosphère.

L'extraction racinaire de chaque horizon est obtenue à partir du calcul de la différence de potentiel hydrique entre la tige et le sol et par la résistance des racines aux transferts d'eau. Cela permet d'obtenir un système d'équations que la connaissance (ou les hypothèses) sur les courbes de rétention et les profils de densité racinaire permettent de résoudre (Oudin, 2004).

Enfin, il y a des modèles à bases physiologiques. Winkel et Rambal (1990) ont élaboré un modèle de fonctionnement stomatique. Le modèle relie la conductance stomatique au déficit de pression de vapeur à saturation, au potentiel foliaire, à la température de l'air et aux radiations actives pour la photosynthèse.

D'après ces différentes considérations, on peut noter que la complexité des liens entre la plante et l'eau est très grande. Selon Cosandey et Robinson (2000), dans le cadre de l'établissement de bilans hydriques ou hydrologiques régionaux, on se contente généralement d'une représentation simplifiée de ces processus.

2.2.4. Notions d'évapotranspirations potentielle, maximale et réelle

Évapotranspiration potentielle

Pour décrire l'évapotranspiration, les climatologues et les hydrologues utilisent la notion d'***évapotranspiration potentielle (ETP)***. Il s'agit d'une notion théorique qui se définit comme la quantité maximale d'eau que pourrait évaporer une surface terrestre pour laquelle l'eau ne serait pas un facteur limitant.

Thornthwaite (1944) a défini l'ETP comme étant la perte d'eau maximale par la végétation si, à aucun moment, le sol ne se trouve en déficit hydrique. Par la suite, il constate la nécessité de préciser un certain nombre de conditions climatiques et végétales (Thornthwaite, 1954). Dès lors, il fait intervenir des facteurs tels que l'albédo de la surface évaporante et l'énergie qu'elle utilise effectivement. En 1956, une définition plus précise de l'ETP est proposée : « c'est, pour une unité de temps donnée, la perte maximale d'eau en phase gazeuse d'un

couvert végétal, abondant et uniforme, de faible hauteur, en pleine croissance, bien alimenté en eau » (Anon, 1956).

Dans cette définition de l'ETP, le taux d'évapotranspiration n'est pas lié à une espèce végétale spécifique. La principale confusion est qu'il existe de nombreuses espèces végétales et de cultures qui correspondent à la description faite du couvert végétal dans la définition d'Anon (1956). Ainsi, les scientifiques peuvent ne pas savoir quelle espèce végétale ou culture doit être utilisée comme couvert végétal, abondant et uniforme, de faible hauteur (Monteny, 1970 ; Irmak et Haman, 2017).

Le concept d'*évapotranspiration potentielle de référence* a été introduit par des ingénieurs et chercheurs en irrigation à la fin des années 1970 pour lever les ambiguïtés qui existaient dans la définition de l'ETP (Irmak et Haman, 2017). L'*évapotranspiration potentielle de référence* est définie comme « le taux d'évapotranspiration d'une culture de référence hypothétique ayant une hauteur supposée de 0,12 m, une résistance de surface fixe de 70 s/m et un albédo de 0,23 ; correspondant à l'évapotranspiration d'une vaste surface de pelouse verte de hauteur uniforme, en croissance active, bien arrosée, saines (sans maladies, ni parasites) et recouvrant complètement le sol » (Allen et al., 1998 ; Walter et al., 2005 ; Irmak et Haman, 2017). Historiquement, deux cultures sont utilisées comme culture de référence : le gazon et la luzerne. En adoptant une culture de référence, il est devenu plus facile et plus pratique de définir des coefficients culturaux pour des estimations fiables de l'évapotranspiration réelle (ETR) des cultures dans de nouvelles régions. L'introduction du concept d'ETP de référence a également contribué à améliorer la transférabilité des coefficients culturaux d'un endroit à un autre. En outre, avec l'utilisation de ce concept, il est plus facile de calibrer les équations d'évapotranspiration pour un climat local donné (Irmak et Haman, 2017).

Évapotranspirations maximale et réelle

Dans le cas où le facteur limitant n'est plus l'énergie disponible mais une des conditions reprises dans la définition de l'ETP telle que l'alimentation hydrique ou les surfaces d'échanges (type de couvert), les quantités d'eau effectivement consommées correspondent à l'*évapotranspiration réelle (ETR)* (Monteny, 1970). Cette ETR atteindra sa valeur maximale (ETM) si les conditions tendent à être optimales (absence de stress) (Monteny, 1970). C'est ainsi que Bouchet et Robelin (1969) ont été amenés à considérer que l'ETP peut être représentée par une enveloppe des ETM des différents types de couverts.

La notion d'*évapotranspiration maximale (ETM)* diffère de celle d'ETP de référence du fait que les propriétés du couvert et la résistance aérodynamique sont propres à chaque culture et différent de celles d'une pelouse. Les effets des caractéristiques propres à chaque culture sont pris en compte à travers un coefficient cultural (K_c) de sorte que l'ETM est donnée par la relation (Allen et al., 1998) :

$$ETM = K_c * ETP \quad (7)$$

Lorsque l'alimentation hydrique devient un facteur limitant, l'ETM est corrigée par un coefficient de stress (K_s) pour donner l'évapotranspiration réelle (ETR) à travers la relation :

$$ETR = K_s * ETM = K_s * K_c * ETP \quad (8)$$

Rappelons que ces différents concepts d'ET ont été développées pour les besoins en eau d'irrigation et pour des cultures typiquement uniformes. Leur application à des milieux naturels hétérogènes n'est pas évidente (Allen et *al.*, 1998). En effet, contrairement aux cultures dont les coefficients culturaux peuvent être déterminés, les milieux naturels sont composés d'un mélange d'espèces végétales différentes, à des stades de développement très différents et consommant l'eau dans des proportions différentes. Aussi, la disponibilité en eau est généralement très variable sur l'ensemble de la zone considérée. Enfin, la distribution de variables climatiques au sein de la canopée (insolation, température, pression de vapeur, etc.) est généralement hétérogène. Ces considérations impliquent une grande variabilité qui rend l'évaluation de l'ET très complexe dans un milieu naturel (Allen et *al.*, 1998).

2.2.5. Facteurs déterminant l'évapotranspiration

Facteurs météorologiques

L'évapotranspiration est gouvernée par trois principaux facteurs météorologiques : (i) la quantité de rayonnements solaires et atmosphériques atteignant la surface qui apportent l'énergie nécessaire au changement de phase des molécules d'eau, (ii) les mouvements turbulents dans la masse d'air située directement au-dessus de la surface évapotranspirante qui contrôlent la vitesse à laquelle la vapeur produite va se disperser dans l'atmosphère, (iii) la quantité de molécules d'eau que peut absorber la couche limite atmosphérique et qui dépend essentiellement de l'humidité et de la température de l'air (Allies, 2018).

Facteurs physiologiques

Parmi les facteurs qui influencent l'ET, il y a les caractéristiques métaboliques et structurelles de la végétation qui déterminent la quantité d'eau absorbée dans la zone racinaire d'une part et transpirée au niveau stomatique d'autre part. Ces caractéristiques sont principalement les résistances aérodynamiques et stomatiques (r_a) au transfert de chaleur sensible et latente, le stade de développement, l'espèce et la présence de stress (sécheresse, maladies, parasites, etc.) (Allen et *al.*, 1998).

Facteurs édaphiques

La teneur en eau du sol affecte également l'ET. Elle dépend à la fois de la pluviométrie et des caractéristiques intrinsèques du sol et de l'évapotranspiration antérieure. En effet, lorsque la teneur en eau du sol devient faible, les stomates se referment et la transpiration ralentit. Ainsi, les propriétés hydrauliques et la constitution du sol, sa capacité de rétention d'eau, sa fertilité, les communautés de micro-organismes qui le peuplent, sa couverture de surface, son albédo et sa salinité sont autant d'éléments qui influencent l'ET (Allen et *al.*, 1998 ; Allies, 2018).

Il est à noter que l'influence relative de ces différents facteurs varie à la fois dans le temps et dans l'espace. Zhang et *al.* (2015) ont scindé les déterminants physiques de l'évapotranspiration en trois facteurs indépendants (Figure 3) : la demande (comme fonction de la température de l'air, de l'humidité relative et de la vitesse du vent), la ressource (comme fonction de la pluie) et l'énergie (comme fonction du rayonnement et de l'ennuagement). Ils ont ensuite calculé la moyenne pluriannuelle (sur 32 années) de chacun de ces facteurs. Leurs résultats montrent que la ressource en eau est le principal facteur de contrôle de l'ET pour 49 % des surfaces terrestres, principalement situées en régions arides et semi-arides. L'énergie disponible est le facteur dominant sur 32 % du globe, notamment en régions équatoriales et aux hautes latitudes. Enfin la demande atmosphérique est le facteur dominant pour seulement 19 % des surfaces terrestres, principalement localisées en régions de hautes montagnes.

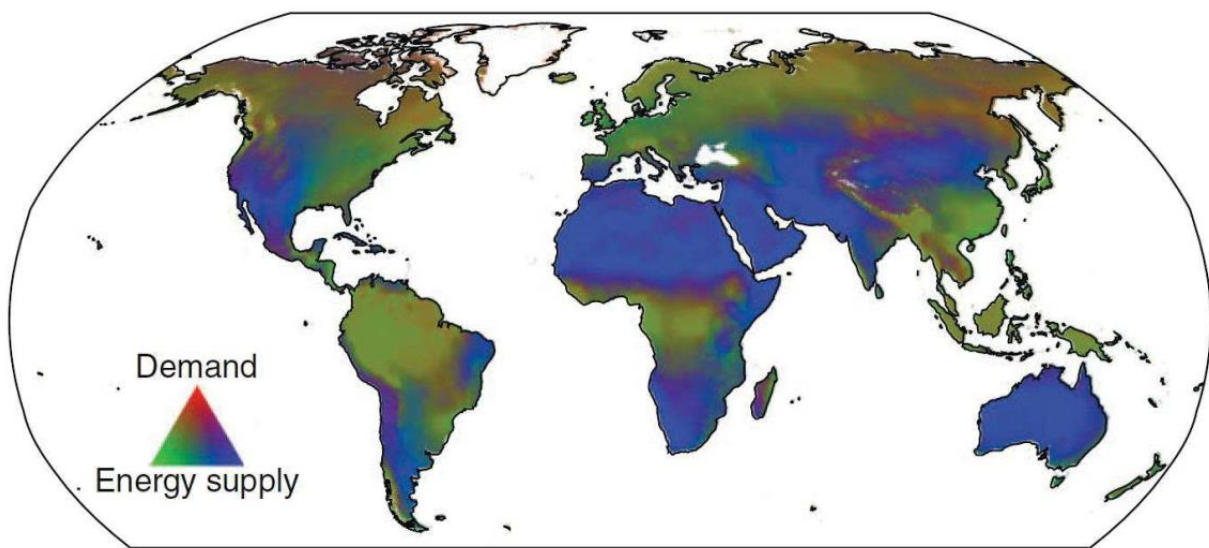


Figure 3. Répartition géographique des principaux facteurs de contrôle de l'évapotranspiration (d'après Zhang et *al.*, 2016).

2.2.6. Évapotranspiration et bilan énergétique de surface

La vaporisation de l'eau requiert de l'énergie. L'évapotranspiration est donc un processus gouverné par les échanges d'énergie à la surface évaporante. Pour une période de temps donnée, la quantité d'énergie arrivant sur une surface doit être égale à la quantité qui la quitte (Allen et *al.*, 1998). En général, l'équation du bilan d'énergie à la surface s'écrit (Vidal, 1990) :

$$Q^* - G_0 - H - \lambda E = 0 \quad (9)$$

- avec
- G_0 Densité du flux de chaleur dans le sol ;
 - Q^* Rayonnement net qui représente le bilan des différents rayonnements dans les courtes et grandes longueurs d'onde effectivement reçus à la surface du sol ;
 - H Densité du flux de chaleur sensible (convective) ;
 - λE Densité du flux de chaleur latente.

La chaleur sensible est celle qui augmente la température de l'eau et la chaleur latente est la quantité d'énergie nécessaire à son changement d'état.

Le rayonnement net

Il est exprimé par :

$$Q^* = (1 - r_0).K \downarrow + L \downarrow - L \uparrow \quad (10)$$

avec $L \downarrow$ Rayonnement infrarouge atmosphérique ;
 $L \uparrow$ Rayonnement infrarouge terrestre ;
 $K \downarrow$ Rayonnement global incident, en partie réfléchi par la surface en fonction de l'albédo r_0 ;

La densité du flux de chaleur dans le sol

Elle est reliée au gradient de température dans le sol $\delta T / \delta Z_s$ par la relation :

$$G_0 = -\lambda'(\delta T / \delta Z_s) \quad (11)$$

avec λ' Conductivité thermique ;
 Z_s Profondeur du sol.

La densité du flux de chaleur sensible (convective)

Elle est fonction de l'écart entre la température de surface (T_0) et la température de l'air (T_a) :

$$H = \frac{\rho \cdot C_p}{r_{ah}} (T_a - T_0) \quad (12)$$

avec C_p Chaleur spécifique de l'air ;
 r_{ah} Résistance au transfert turbulent ($m.s^{-1}$), essentiellement fonction de la vitesse du vent (u), de la rugosité de surface et du type de convection.

L'estimation de la résistance au transfert turbulent requiert un certain nombre d'approches théoriques, notamment celles utilisées par Paulson (1970). Elles sont basées sur l'utilisation des profils logarithmiques du transfert de masse et d'énergie dans la partie de la couche limite de surface et sur le couplage surface-couche limite de surface qui s'opère au niveau des flux à la base de la couche limite convective. 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 quantités de mouvement et de chaleur, on a alors (Vidal, 1990) :

$$u^* = K \cdot u / [\ln(z_a / z_{0m}) - \psi_m(z_a / L)] \quad (13)$$

$$r_{ah} = \frac{1}{K \cdot u^*} [\ln(z_a / z_{0h}) - \psi_h(z_a / L)] \quad (14)$$

avec u^* Vitesse de frottement ;
 K Constante de Von karman ($\approx 0,41$) ;

- z_a Hauteur de référence où se font les mesures météorologiques généralement égale à 2 m ;
 L Longueur de Monin-Obukhov :

$$L = \frac{\rho C_p \cdot T_a \cdot u^{*3}}{K \cdot g \cdot H} \quad (15)$$

- g Gravité terrestre ;
 H Densité de flux de chaleur sensible ;
 z_{om} Rugosité au transfert de quantité de mouvement ;
 z_{oh} Rugosité au transfert de chaleur, qui peut être différente de z_{om} (Shuttleworth, 1988).

La densité du flux de chaleur latente

C'est l'équivalent énergétique de l'évapotranspiration. Elle est exprimé par :

$$\lambda E = \lambda \frac{C_a - C_0}{r_{ah}} \quad (16)$$

- avec λ Chaleur latente de vaporisation de l'eau ;
 r_{ah} Résistance au transfert turbulent ;
 C_a Concentration de la vapeur d'eau à la hauteur de référence (z_a) ;
 C_0 Concentration de la vapeur d'eau à la surface.

2.2.7. Évapotranspiration et bilan hydrique

L'évapotranspiration est un processus qui joue un rôle capital dans les cycles hydrologiques. Elle correspond au lien entre le bilan hydrique et le bilan énergétique des surfaces terrestres. En effet, elle constitue un transfert d'énergie sous forme de chaleur latente lors du passage d'eau à l'état de vapeur et son transport dans l'atmosphère (Allen et *al.*, 1998). Ces transferts d'eau résultent ainsi tant du bilan de masse que du bilan en énergie à la surface. La balance entre les entrées et les sorties d'eau dans un système étudié, constitue le bilan hydrique. La variation du stock d'eau contenu dans le système dépend de différents flux et s'écrit :

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = P + R_{in} - R_{out} - ETR \quad (17)$$

- avec P Précipitations (mm/jour) ;
 ΔS Variation du stock d'eau dans le système durant le pas de temps Δt (mm/jour) ;
 R_{in} et R_{out} Entrée et sortie d'eau de surface (ruissellement) (mm/jour) ;
 ETR Évapotranspiration réelle (mm/jour).

2.2.8. Synthèse

Le rayonnement solaire et atmosphérique reçu par la surface (le sol et le couvert végétal) représente la source de son fonctionnement et de ses échanges avec l'atmosphère. Une très faible proportion de cette énergie radiative incidente est stockée par la végétation

chlorophyllienne à travers le processus de photosynthèse pour produire de la matière vivante. La majorité de cette énergie est restituée à l'environnement soit par réflexion ou émission directe de rayonnement, soit par transferts conductifs ou convectifs de chaleur. Parmi ces flux convectifs, le flux de vapeur d'eau ou évapotranspiration s'accompagne d'un flux de chaleur illustrant à nouveau le couplage cycle de l'eau – cycle de l'énergie à l'interface SVA (Sol-Végétation-Atmosphère). La figure 4 met en exergue ce couplage et récapitule l'ensemble des termes du bilan d'eau et d'énergie à l'interface SVA. En outre, elle met en évidence les deux grandeurs d'équilibre à savoir la température de surface (T_s) et l'humidité de surface (q_s) qui, lorsque l'ensemble des conditions aux limites et les paramètres de la surface sont définis et connus, permettent la résolution du bilan d'énergie.

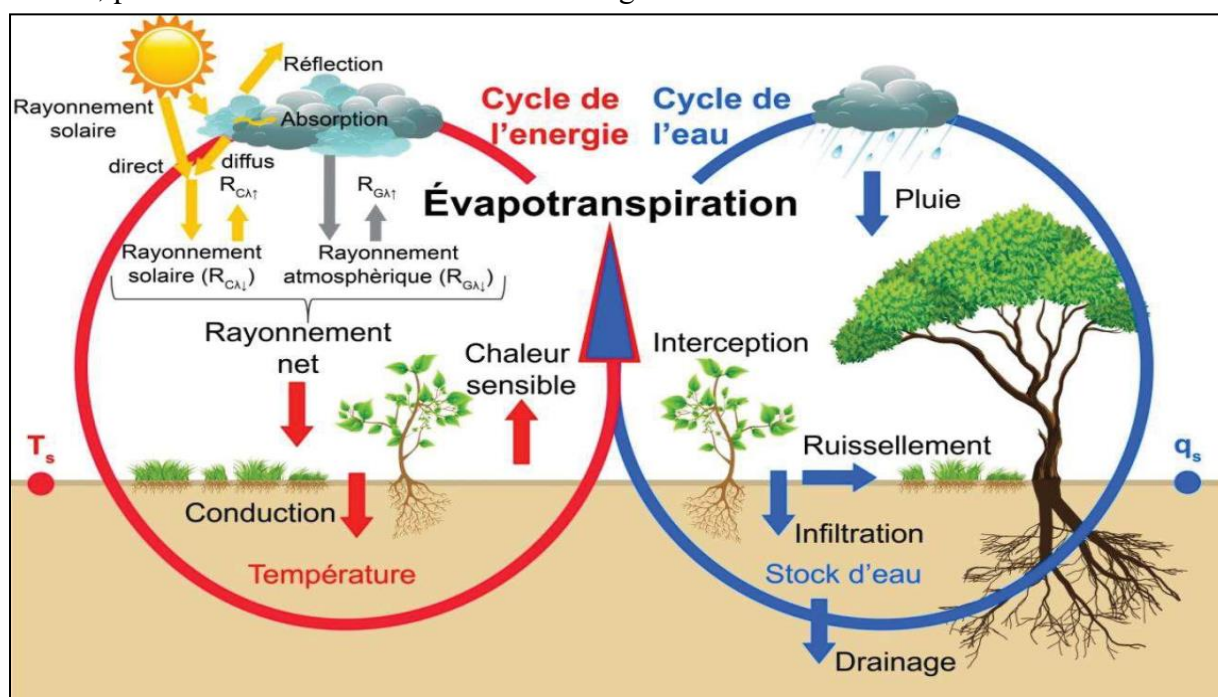


Figure 4. Composantes des bilans d'énergie et d'eau à l'interface Sol-Végétation-Atmosphère illustrant leur couplage via le processus d'évapotranspiration (d'après Velluet, 2014).

2.3. Approches classiques d'estimation de l'évapotranspiration

Les méthodes d'estimation de l'ETP peuvent être groupées dans plusieurs catégories à savoir les équations du bilan d'énergie, les équations aérodynamiques, les équations combinatoires (dérivées de Penman), les équations empiriques et semi empiriques. La plupart de ces équations ont été développées pour des études spécifiques et sont par conséquent plus adaptées à une utilisation dans des climats similaires à ceux où elles ont été développées. De plus, il est assez courant d'utiliser une équation développée pour déterminer l'évaporation d'une surface humide (ou d'eau libre) pour estimer l'évapotranspiration potentielle, et vice versa (Winter et al., 1995). Ces nombreuses méthodes nécessitent divers jeux de données climatiques. Le choix d'une équation pour une étude se fait en fonction de ses performances pour des études semblables et du jeu de données disponibles. Cependant, le choix du modèle reste assez difficile, compte tenu du grand nombre de formules d'ETP existantes et il est

important d'analyser et de comparer chaque groupe de méthodes. Le Tableau 2 présente la classification proposée par Xu et Singh (2001), qui dénombrent cinq classes de méthodes d'estimation de l'ETP : (i) bilan hydrique, (ii) aérodynamique, (iii) combinatoires, (iv) rayonnement, et (v) température.

Tableau 2. Classification des méthodes d'estimation de l'ETP (d'après Oudin, 2004).

Classification	Modèles d'ETP	Données nécessaires	Pas de temps
Combinatoire	Penman (1948)	RH, T, U, D	Journalier
	Penman-Monteith (1965)	RH, T, U, D	Journalier
	Priestley-Taylor (1972)	T, D	Journalier
	Kimberly-Penman (1982)	RH, T, U, D	Journalier
	Thom-Oliver (1977)	RH, T, U, D	Journalier
Aérodynamique	Dalton (1802)	Pe, U	Journalier
Température	Thornthwaite (1948)	T	Mensuel
	Blaney-Criddle (1959)	T, D	5 jours
	Hamon (1961)	T	Journalier
	Romanenko (1961)	RH, T	Journalier
	Linacre (1977)	RH, T	Journalier
Rayonnement	Turc (1955)	RH, T, D	Mensuel
	Jensen-Haise (1963)	T	5 jours
	Mc Guinness-Bordne (1972)	T	Mensuel
	Hargreaves (1975)	T	10 jours
	Doorenbos-Pruitt (1977) (FAO-24)	RH, T, U, D	Journalier
	Abtew, (1996)	RH, T, D	Journalier
	Makkink (1957)	T	Journalier

T = Température ; U = Vitesse du vent ; D = Durée d'ensoleillement / Rayonnement ; RH = Humidité relative ; Re = Rayonnement extraterrestre Pe = Pression de vapeur effective de l'air

Approches du bilan hydrique

Les méthodes du bilan hydrique pour déterminer l'ETP sont les mêmes que les méthodes pour déterminer l'évaporation d'une surface humide ou d'une nappe d'eau libre. Nous pouvons citer en particulier : les bacs à évaporation, l'évaporomètre Piche et les mesures lysimétriques à condition que le volume soit maintenu humide (Oudin, 2004).

Approches aérodynamiques

Les méthodes aérodynamiques utilisent le concept du mouvement de la vapeur d'eau de la surface évaporant vers l'atmosphère et dérivent donc de la physique même du phénomène. Ce sont les plus vieilles méthodes pour estimer l'évaporation d'une surface libre et elles restent parmi les plus attractives par leur simplicité (Oudin, 2004).

Approches combinatoires

Les méthodes dérivées des travaux de Penman (1948) sont aujourd'hui les plus utilisées, et la méthode de Penman est la référence pour beaucoup d'institutions (WMO, 1996 ; Allen et *al.*, 1998). Les travaux de Penman (1948) ont permis de définir une formule d'ETP en combinant l'approche aérodynamique de Dalton (1802) et une approche par le bilan d'énergie (d'où le nom d'approche combinatoire). Ceci lui permet d'éliminer un terme délicat à mesurer : la température de surface. Cette approche, basée sur les principes physiques du bilan d'énergie et pratique à utiliser, est très populaire.

Approches basées sur la température

Les méthodes de calcul de l'ETP basées sur la température sont généralement simples et utilisent des coefficients obtenus empiriquement. Ces formules permettent de s'affranchir de la collecte d'informations climatiques supplémentaires, limitées généralement par le nombre et la performance des stations climatiques utilisées. Ces méthodes ont la particularité d'avoir été largement critiquées mais très utilisées (Xu et Singh, 2001).

Approches basées sur le rayonnement

Les équations empiriques basées sur le rayonnement sont généralement issues du bilan d'énergie (Jensen et *al.*, 1990). D'après une étude menée dans une région humide, Parmele et McGuinness (1974) conseillent cette formule lorsque les données de température et de rayonnement sont toutes deux disponibles, les estimations obtenues étant assez proches des valeurs obtenues par des lysimètres.

2.4. Estimation de l'évapotranspiration potentielle

Il existe plusieurs méthodes de mesure et d'estimation de l'ETP. Nous présentons, ci-après, les plus populaires : le bac d'évaporation et la méthode FAO 56 Penman-Monteith (FAO56-PM).

2.4.1. Bac d'évaporation

Le bac à évaporation est la technique la plus simple et la moins coûteuse pour mesurer l'évaporation d'une nappe d'eau libre (Stanhill, 2002). Le bac d'évaporation mesure de la variation du niveau d'eau en fonction du temps dans un bac d'eau ouvert de dimensions spécifiques. Les dimensions du bac à évaporation de classe A (Figure 5) ont été normalisées par l'Organisation Mondiale de Météorologie (OMM) et par l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques (AISH). Il est très facile à installer mais le fait qu'il soit posé sur un caillebotis présente certains inconvénients : les phénomènes de conduction avec le sol sont négligés et l'air circulant librement sous le bac augmente l'influence de la température de l'air (Cosandey et Robinson, 2000). Le bac dit « Colorado » présente l'avantage par rapport au précédent d'être enterré.

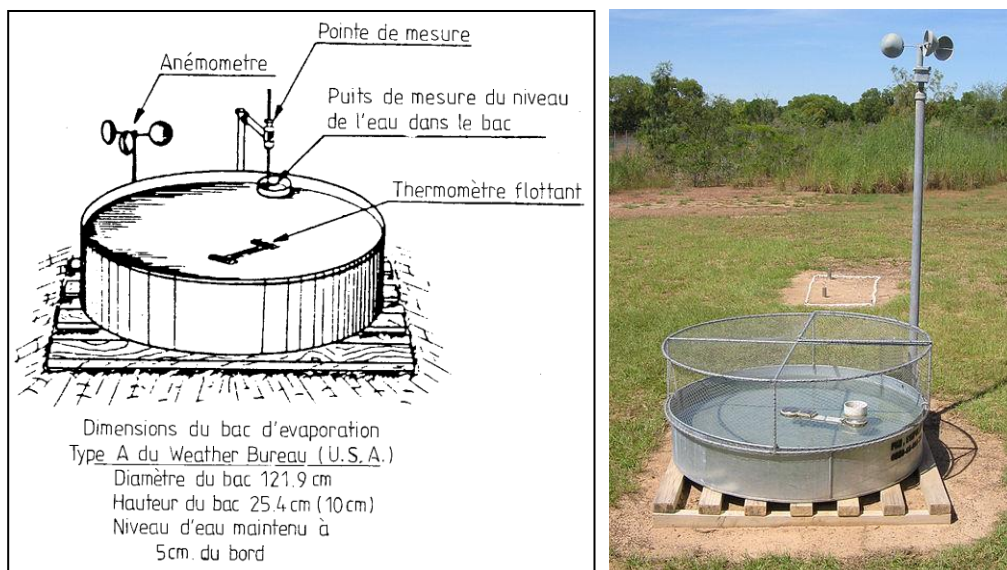


Figure 5. Bac à évaporation de classe A.

A droite : Photo d'un bac à évaporation avec station météorologique et cage de protection (source : site Wikipédia) ; A gauche : Schéma d'un bac à évaporation du Weather Bureau (USA) (d'après Réménieras, 1972).

La mesure de l'ET au moyen du bac de classe A fournit un indice intégré des effets des facteurs conditionnant la demande évaporative de l'air (rayonnement net, température de l'air, humidité relative, vitesse du vent). De plus, en appliquant un coefficient empirique adéquat (adaptant les propriétés de cette surface d'eau libre à un couvert végétal de référence), l'ET ainsi mesurée peut être liée directement à l'ETP (Allen et *al.*, 1998 ; Shuttleworth, 2008).

Cette méthode, connue depuis longtemps, donne une mesure de l'ET l'échelle de la parcelle (~10 m²). Sa faiblesse réside dans le fait qu'elle s'appuie sur la validité de sa calibration par des coefficients empiriques pour être adaptée à des couverts spécifiques. Elle est donc plutôt appliquée aux cas de cultures homogènes que de végétation naturelle. Les erreurs sont de l'ordre de 10 à 20 % pour les cultures et sans doute plus élevées pour la végétation hétérogène (Shuttleworth, 2008).

2.4.2. Équation de la FAO 56 Penman-Monteith

Au départ, Penman a associé le bilan énergétique de surface avec les transferts de masse pour en dériver une méthode de mesure de l'évaporation au-dessus d'une surface d'eau libre à partir de variables météorologiques facilement mesurables : rayonnement solaire net, température et humidité de l'air ainsi que la vitesse du vent (Allen et *al.*, 1998).

Ensuite, l'introduction de deux termes (résistance aérodynamique (r_a) et résistance de surface (r_s)) a permis d'appliquer cette méthode à des surfaces végétales. Le premier terme est lié à la résistance aérodynamique au transfert d'eau dans l'atmosphère et le second exprime l'ensemble des résistances des surfaces évapotranspirantes au transfert d'eau (Figure 6). Ces deux termes sont spécifiques au couvert considéré. L'équation de Penman-Monteith inclut ainsi tous les paramètres gouvernant les échanges d'énergie et correspondant aux flux de chaleurs latentes d'une étendue uniforme de végétation quelconque (Allen et *al.*, 1998).

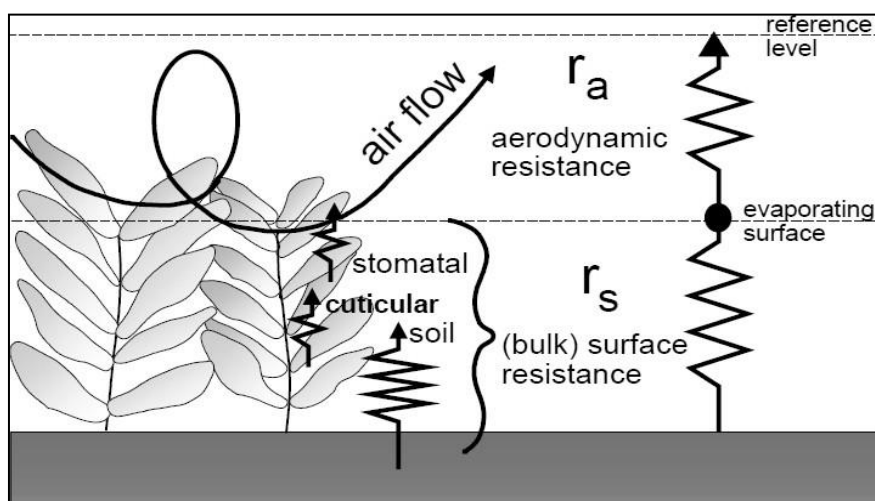


Figure 6. Représentation des paramètres opposant une résistance au flux d'évapotranspiration pour une surface végétale de référence (Allen et *al.*, 1998).

Cette méthode est reconnue par la FAO (*Food and Agriculture Organization*) comme méthode standard pour le calcul de l'ETP (Allen et *al.*, 1998). Elle est l'adaptation de la théorie de Penman-Monteith (PM) à une culture de référence : un gazon de 12 cm de haut, sain, bien arrosé, pour une résistance de surface fixée à 70 s/m et un albédo de 0,23 (Allen et *al.*, 1998). Ainsi la méthode de la FAO56-PM donne une estimation de l'ETP de façon standardisée permettant (Allen et *al.*, 1998) :

- une comparaison des ETP à différentes périodes de l'année et dans différentes régions ;
- d'établir un lien avec l'évapotranspiration d'autres types de cultures au moyen de l'introduction de coefficients cultureux K_c .

2.5. Estimation de l'évapotranspiration maximale

Ces méthodes visent à estimer l'ETM à partir de l'ETP au moyen de coefficients de correction : les coefficients cultureux (K_c).

$$ETM = K_c * ETP \quad (18)$$

Les coefficients cultureux (K_c) sont déterminés expérimentalement pour différents types de couverts bien spécifiques. Ils intègrent toute une série de caractéristiques liées à la couverture du sol (et donc au type de végétation présent) :

- résistance aérodynamique (dépendant de la hauteur des cultures) ;
- résistance de surface (influencée par la surface foliaire, le taux de couverture du sol, l'humidité à la surface du sol) ;
- albédo de la surface couverte.

Selon Allen et *al.* (1998), le coefficient cultural (K_c) peut être calculé à partir de deux coefficients distincts : K_{CB} et K_E . Le premier, appelé « coefficient cultural basique », exprime la part de la correction de l'ETP liée uniquement à la transpiration par les plantes. Le second, nommé « coefficient d'évaporation du sol », représente la part de la correction de l'ETP liée uniquement à l'évaporation de l'eau du sol. Ainsi, l'équation 18 devient :

$$ETM = (K_{CB} + K_E) * ETP \quad (19)$$

Cette façon de séparer les deux termes est plus laborieuse, mais permet de meilleures estimations surtout lorsqu'il s'agit d'estimer l'ETR au moyen d'un troisième coefficient : le coefficient de stress (K_s). Il est compris entre 0 (absence de transpiration) et 1 (absence de stress) et est appliqué afin de réduire le K_{CB} . Il exprime la correction liée à la transpiration par les plantes lorsque celles-ci se trouvent en conditions non optimales (stress hydrique). Il est donc normal que cette correction ne s'applique pas au K_E , car l'évaporation du sol ne dépend pas de la végétation. Nous obtenons alors :

$$ETR = (K_s K_{CB} + K_E) * ETP \quad (20)$$

Allen et *al.* (1998) proposent une procédure standardisée pour estimer les différents coefficients décrits ci-dessus. Au moyen de ces équations ainsi que de l'ETP calculée par l'équation FAO56-PM, de bonnes estimations de l'ETR peuvent être ainsi obtenues.

2.6. Estimation de l'évapotranspiration réelle

2.6.1. Méthodes basées sur le bilan hydrique

Ces méthodes de détermination de l'ETR consistent en la mesure des différents termes du bilan hydrique (Équation 17) ainsi que la variation du stock (ΔS) sur une période de temps donnée. Par le principe de conservation de masse, l'ET peut être déduite de ces flux de masse d'eau.

Méthode lysimétrique

C'est la méthode classique pour déterminer l'ET d'un volume de sol nu ou végétalisé. Le principe est le suivant : il s'agit d'isoler hydrauliquement un volume de sol sur un à deux mètres au moyen d'un coffre en béton, métal ou plastique ouvert au niveau de la surface dont la couverture est semblable à l'environnement adjacent, puis d'en mesurer les entrées (essentiellement la pluie), et les sorties (sous forme d'eau de drainage). La différence entre les entrées et les sorties représente la somme de la variation de stockage de l'eau dans le sol et de l'eau effectivement évaporée.

Les lysimètres de précision (Figure 7) mesurent directement la perte de masse liée à l'évapotranspiration en pesant le volume de contrôle à pas de temps réguliers. Cette méthode effectuée localement, pour un échantillon de sol représentatif, constitue une référence communément admise qui peut être utilisée pour valider d'autres méthodes ou modèles d'estimation de l'ET. Les meilleurs lysimètres ont un pourcentage d'erreur très faible sur les mesures. Cependant, la lysimétrie est coûteuse, difficile à mettre en place et requiert une certaine expertise (Allen et *al.*, 1998 ; Shuttleworth, 2008).

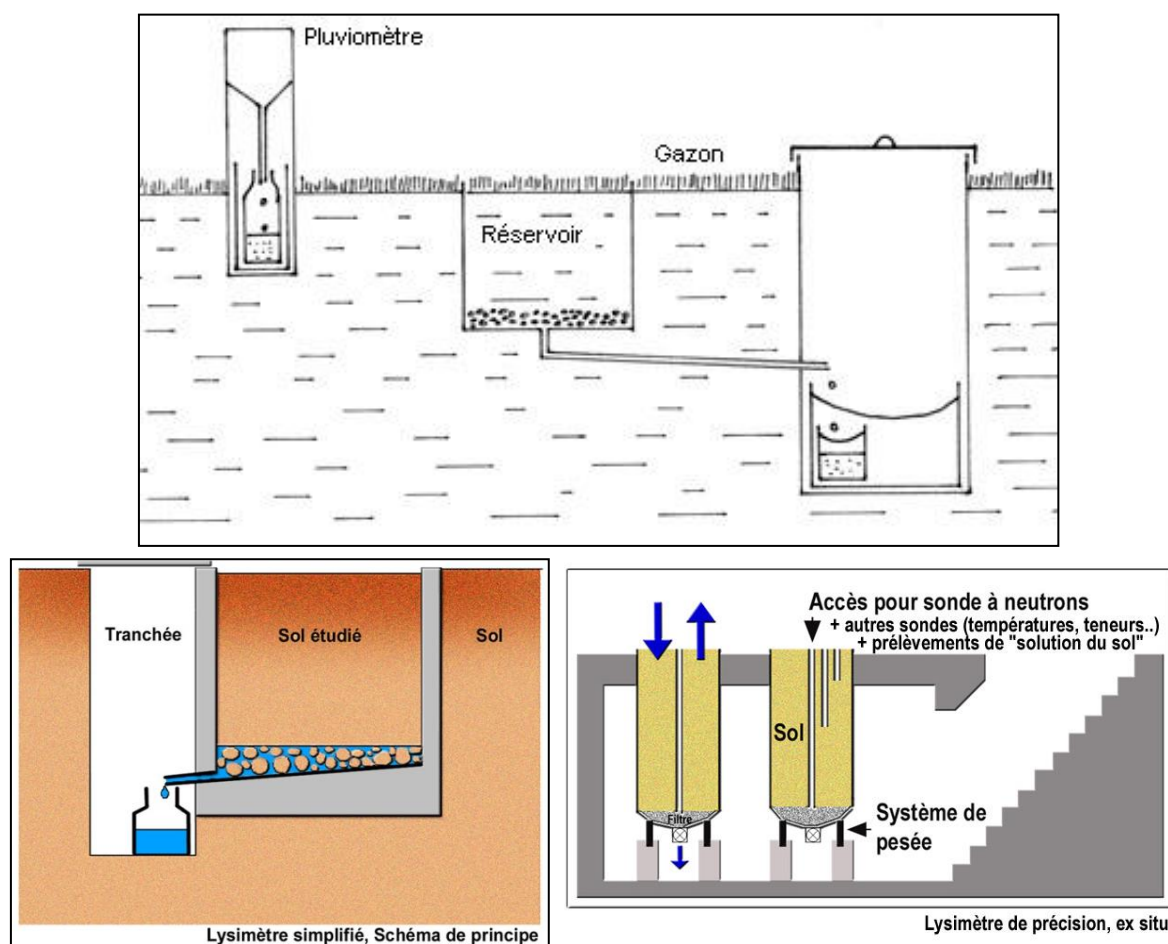


Figure 7. Case lysimétrique

En haut : Schéma d'une case lysimétrique (source : Oudin, 2004) ; *En bas et à gauche* : Schéma d'un lysimètre simple ; *En bas et à droite* : Schéma d'un lysimètre de précision (source : site internet Wikipédia).

Méthode de profil hydrique

Elle est basée sur la détermination des termes du bilan hydrique à partir des variations de la teneur en eau et du potentiel dans la zone non saturée. Des mesures de la teneur en eau volumique en fonction de la profondeur sont effectuées à différents instants. L'intégration de ces teneurs en eau sur la profondeur étudiée donne une mesure du stock d'eau aux différents instants et permet donc de connaître sa variation pour un intervalle de temps donné. En utilisant les lois relatives à la dynamique des écoulements en milieux poreux (Darcy), il est possible d'évaluer les flux menant à cette variation de la quantité d'eau dans le profil de sol. Des tensiomètres sont indispensables afin de mesurer le profil de potentiel qui permettra de caractériser le sens d'écoulement de ces flux. À partir de là, il est alors possible de discriminer les écoulements ascendants (évapotranspiration) des écoulements descendants (drainage) (Shuttleworth, 2008 ; Royer et Vachaud, 1974). Néanmoins, l'installation des différents capteurs ainsi que la présence de racines hors de la zone caractérisée peuvent avoir un impact négatif sur la qualité des estimations. L'erreur peut varier de 10 à 20 % selon les instruments utilisés (Shuttleworth, 2008).

Méthode de White

L'ETR est déduite des fluctuations du niveau de la nappe phréatique. Le principe repose sur l'idée que la fluctuation diurne observée dans les hauteurs d'eau souterraine est probablement due à la consommation d'eau par les plantes (White, 1932). Ainsi, en utilisant la différence de hauteur maximale journalière comme indicateur de la variation du stock d'eau, et en calculant l'ensemble des flux influençant ce stock grâce aux pentes des courbes des hydrographes, il est possible de reconstruire le bilan hydrique et d'en déduire la contribution de la nappe aux flux d'eau évapotranspirée. Cette méthode consiste en des mesures piézométriques simples et directes, moyennant des coûts modérés. Elles sont valables à l'échelle de la parcelle selon l'hypothèse que la nappe est continue sur un certain rayon autour du piézomètre. Elle peut cependant sous-évaluer la quantité réelle évapotranspirée, car elle ne tient pas compte de l'éventuelle disponibilité de l'eau dans la zone vadose (Loheide, 2005).

Méthode de bilan à l'échelle du bassin versant

La méthode d'estimation de l'ET à l'échelle du bassin versant est pertinente pour l'étude du fonctionnement hydrologique, mais sa résolution temporelle et sa sensibilité sont très limitées comparées aux méthodes locales. Cette méthode se base sur l'application de l'équation du bilan hydrique à l'échelle du bassin versant en supposant que tous les valeurs moyennes des termes du bilan hydrique peuvent être estimées sur l'ensemble du bassin versant, avec suffisamment de précision pour pouvoir en déduire l'ET comme une différence entre les flux (Shuttleworth, 2008). Cela implique une spatialisation des mesures de pluviométrie, des estimations des écoulements d'eau par drainage et ruissellement à partir des flux dans la rivière ainsi que l'hypothèse que le stock d'eau total du bassin versant est à l'équilibre sur une année (Vanclooster et Bieters, 2016). L'estimation des différents termes à l'échelle du bassin versant est assez onéreuse et prend du temps. C'est la raison pour laquelle cette méthode est utilisée pour estimer l'ET sur une longue période de temps (année). Les incertitudes varient selon la taille et le type de bassin, et sont de l'ordre de 10 à 20 % (Shuttleworth, 2008).

2.6.2. Méthodes basées sur le bilan énergétique

L'ET pouvant être également limitée par la quantité d'énergie disponible, il est alors possible de la calculer grâce au principe de conservation de l'énergie (Allen et *al.*, 1998).

Méthode d'Eddy-Covariance

Cette méthode est basée sur le calcul de l'ETR à partir du coefficient de corrélation entre les variations de la vitesse verticale du vent et l'humidité atmosphérique. Les mesures sont réalisées à haute fréquence (~10 Hz), à quelques mètres au-dessus du couvert végétal (couche limite écosystème - atmosphère). Cette méthode repose sur l'hypothèse qu'au point de mesure, les transferts de vapeur sont essentiellement turbulents. Elle permet alors de caractériser les flux de chaleurs latentes à partir de ces turbulences. Elle n'a pas besoin de prendre en compte les paramètres liés aux conditions de surface, puisqu'il s'agit d'une

méthode indirecte dont les mesures se font au-dessus du couvert. L'estimation à partir des fluctuations turbulentes intègre directement l'ensemble des résistances de surface au flux d'ET et fournit ainsi une estimation de l'ETR (Shuttleworth, 2008).

Cette méthode est valable sur une surface uniforme de grande étendue, mais l'hétérogénéité du couvert compromet évidemment la représentativité d'une seule station de mesures. Ces surfaces hétérogènes nécessiteraient donc plusieurs stations de mesures, mais leur complexité et les coûts limitent cette possibilité (Markwitz et Siebicke, 2019). La résolution temporelle est de l'ordre de 20-60 minutes (Shuttleworth, 2008). Très utilisée dans la recherche, cette méthode a pour inconvénient la sous-estimation systématique jusqu'à 25 % dans certains cas des quantités évapotranspirées. En outre, elle peut servir à mesurer le rapport de Bowen, dont la précision est meilleure (Shuttleworth, 2008).

Rapport de Bowen

Il s'agit du rapport entre les flux de chaleur sensible et de chaleur latente dans la couche limite à l'interface entre l'écosystème étudié et l'atmosphère (Bowen, 1926). Cette zone de transfert d'énergie permet d'estimer les flux évapotranspiratoires grâce à son lien direct avec la chaleur latente de vaporisation. A l'instar de la méthode d'Eddy-covariance, cette méthode ne nécessite pas la connaissance des caractéristiques de la couverture de surface (conditions d'humidité, type de couvert végétal, etc.) puisse que l'on intègre tous ces facteurs dans la zone d'échange. La méthode est utilisée tant pour les surfaces de cultures homogènes que pour les couverts naturels hétérogènes. Ce rapport est formulé à partir de mesures de la température atmosphérique et des gradients d'humidité de l'air, prises à quelques mètres au-dessus du couvert végétal (Shuttleworth, 2008).

$$\beta = \frac{H}{\lambda E} = \gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} \quad (21)$$

$$\leftrightarrow \lambda E = \frac{R_n}{\beta + 1} \quad (22)$$

avec	β	Rapport de Bowen ;
	H	Flux de chaleur sensible ;
	λE	Flux de chaleur latente ;
	T_s	Température du sol ;
	T_a	Température de l'air ;
	e_s	Humidité du sol ;
	e_a	Humidité de l'air ;
	R_n	Rayonnement solaire net.

Mesure de chaleur sensible (scintillométrie)

La scintillométrie est basée sur la mesure des échanges de chaleur sensible et latente à l'interface sol - atmosphère. Ces échanges sont mesurés à partir des distributions de la température, de la pression et de l'humidité à l'interface en tenant compte du régime de

turbulence qui y règne. A cet effet, une onde électromagnétique est envoyée par un émetteur et les fluctuations de son intensité sont analysées par un récepteur après sa propagation. Ces fluctuations sont liées à la force des turbulences dans l'atmosphère qui dépendent de divers indices (tels que l'indice de réfraction de l'air (C_n^2)) basés sur l'humidité, la pression et les températures dans la couche d'air étudiée (Ward et *al.*, 2014 ; Ouattara, 2017).

La scintillométrie permet d'estimer les flux d'évapotranspiration à une échelle plus importante que la méthode d'Eddy-covariance, de l'ordre de quelques kilomètres carrés ; les deux méthodes étant basées sur les turbulences dans la couche limite de l'atmosphère. L'estimation sur l'ensemble du trajet de propagation du faisceau électromagnétique permet d'intégrer les informations spatiales de ces flux, offrant ainsi un avantage particulier sur les surfaces hétérogènes. Il faut noter que la scintillométrie est une méthode perfectionnée et très onéreuse (Ward et *al.*, 2014).

2.7. Méthodes de télédétection pour l'estimation de l'évapotranspiration

2.7.1. Généralités

La télédétection est la technique qui, par l'acquisition d'images, permet d'obtenir des informations sur la surface de la Terre sans contact direct avec celle-ci. Elle englobe tout le processus qui consiste, d'une part à capter et à enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, et d'autre part à traiter, analyser et mettre en application l'information (Tychon, 2018). Les avancées scientifiques et technologiques réalisées ces dernières années permettent de disposer de données de télédétection satellitaires de plus en plus adaptées au suivi des paramètres de surface. Ces informations complètent en temps réel (ou quasi-réel) les bases de données in-situ généralement ponctuelles et éparées (Bigéard, 2014). Le processus d'ET se situe à l'interface entre le cycle de l'eau, le cycle du carbone et les échanges d'énergie à la surface (Figure 8).

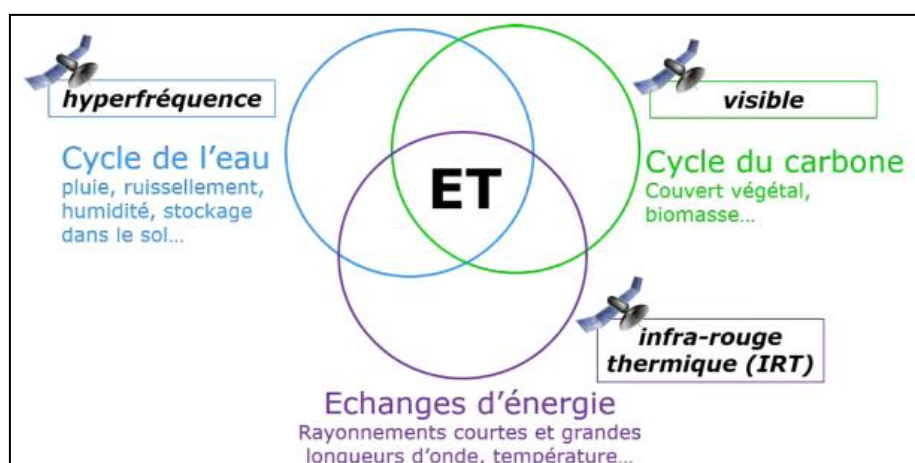


Figure 8. L'évapotranspiration, une variable à l'interface entre le cycle de l'eau, le cycle du carbone et les échanges d'énergie de surface (d'après Bigéard, 2014).

L'observation de la surface terrestre par satellite permet d'accéder à des variables caractérisant chacun de ces domaines d'interactions. Les spécificités des satellites et des interactions rayonnement-matière font que ces différents cycles sont observables dans divers domaines spectraux, avec différentes résolutions spatiales et temporelles.

Concernant le cycle de l'eau, l'humidité de surface peut être estimée avec des radiomètres hyperfréquences tels que SMOS (Kerr et *al.*, 2001, 2010), satellite lancé en 2009 et capable de cartographier l'humidité du sol tous les 3 jours avec une résolution de 40 kilomètres. Concernant le cycle du carbone, certaines variables caractérisant la végétation, comme le type de culture ou le LAI, peuvent être obtenues dans le domaine visible. Concernant les échanges d'énergie, on peut de façon indirecte avoir accès à la Température de Surface (TS) à partir de capteurs IRT (InfraRouge Thermique)) embarqués sur les satellites tels que LANDSAT (LAND remote sensing SATellite), ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), MODIS (MODerate resolution Imaging Spectroradiometer) ou MSG-SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and Infrared Imager), qui offrent des images avec une résolution allant de 60 m (avec une répétitivité de 16 jours) pour les satellites défilants, jusqu'à environ 4 km (avec une répétitivité de 15 minutes) pour les satellite géostationnaires (Bigeard, 2014).

Cependant la nature des données satellitaires, leur disponibilité et leurs incertitudes soulèvent un certain nombre de problématiques. En ce qui concerne le domaine IRT en particulier, comme évoqué précédemment, un compromis doit être fait entre haute résolution spatiale et haute résolution temporelle. En effet, les capteurs à haute résolution spatiale sont associés à une répétitivité faible alors que les répétitivités élevées sont l'apanage des capteurs à basse résolution spatiale. Les paysages agricoles sont sujets à une grande variabilité de leurs paramètres de surface et à une grande dynamique du bilan énergétique à différentes échelles de temps (de la journée à l'interannuel) et d'espace (de l'intra-parcellaire au paysage). Ainsi, il est crucial de pouvoir déterminer, en fonction des applications et objectifs que l'on se fixe, la résolution adaptée pour permettre un suivi pertinent des bilans d'eau (Bigeard, 2014).

Par ailleurs, les limitations des capteurs et les divers traitements appliqués aux données satellitaires (orthorectification, projection, correction atmosphériques, etc.) sont responsables d'incertitudes et de biais, qui peuvent être problématiques notamment dans l'optique d'assimilation de données. De plus la disponibilité des données peut être perturbée par les conditions d'observation, comme la présence de nuages qui ne permet pas l'observation du sol depuis l'espace dans les bandes spectrales optique et IRT (Bigeard, 2014).

Ainsi, pour la communauté scientifique, il y a aujourd'hui un intérêt à renseigner, améliorer, et préciser le lien entre les données satellitaires et l'ET en fonction des cas d'études et objectifs. Il s'agit notamment d'argumenter et de préparer le développement de méthodologies d'agrégation, de désagrégation, et d'assimilation de données (Bigeard, 2014).

2.7.2. Acquisitions par télédétection

Les capteurs des satellites mesurent dans une longueur d'onde donnée, la quantité d'énergie en provenance d'une source. Ils fournissent ainsi des informations en mesurant la transmission d'énergie dans diverses fractions du *spectre électromagnétique* (Baumann, 2010 ; Allies, 2018). La figure 9 montre les grands domaines de longueur d'onde utilisés en télédétection aéroportée et satellitaire. Chaque objet ou surface terrestre, en fonction de ses propriétés intrinsèques, renvoie un signal énergétique dont l'intensité varie dans les différentes longueurs d'ondes : c'est la *signature spectrale*. La signature spectrale est donc l'émission électromagnétique en fonction de la longueur d'onde caractéristique d'un objet. Chaque surface possède ainsi une signature spectrale qui lui est propre et qui permet son identification sur les images satellitaires. La figure 10 présente la signature spectrale des principales surfaces naturelles.

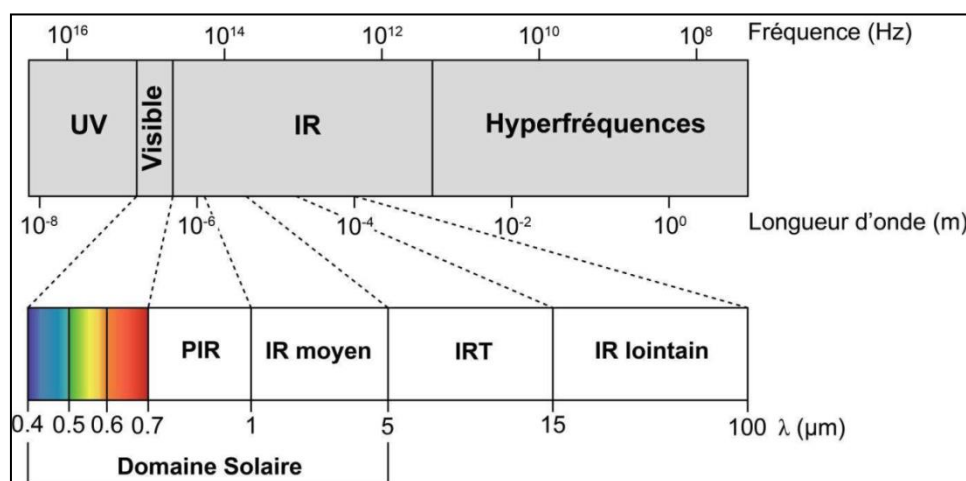


Figure 9. Le spectre électromagnétique (source : Allies, 2018).

(UV = ultraviolet, IR = infrarouge, PIR = proche infrarouge et IRT = infrarouge thermique)

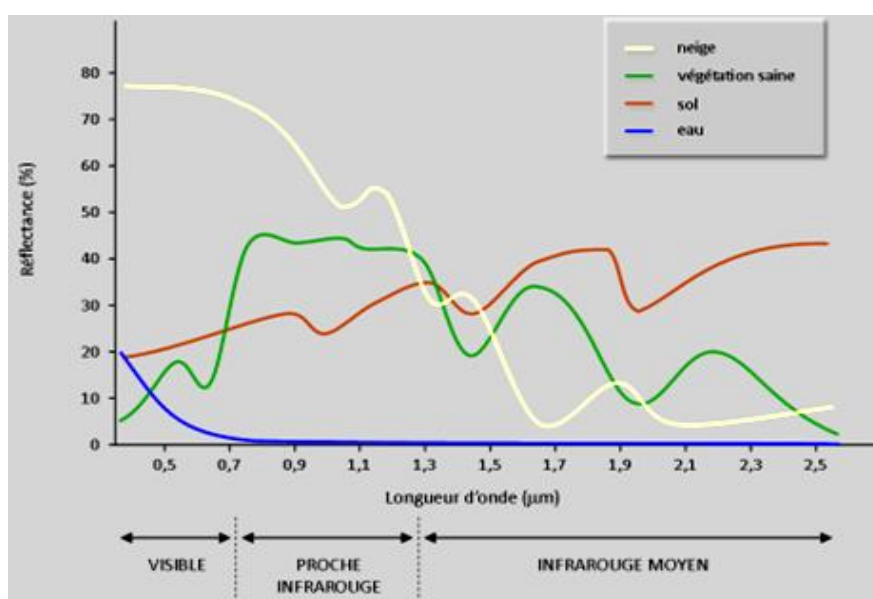


Figure 10. Signature spectrale des principales surfaces naturelles (source : site Wikipédia).

Il existe deux grands types de capteurs en télédétection (Coops et Tooke, 2017) :

- les capteurs passifs : ils ont besoin d'une source de rayonnement extérieur. Le rayonnement capté est souvent issu en premier lieu du soleil. Ces appareils sont des capteurs optiques sensibles aux rayonnements de 400 à 2500 nm dans le spectre électromagnétique. Cela correspond au visible et à l'entièreté de l'infrarouge ;
- les capteurs actifs : ceux-ci émettent leur propre rayonnement et mesurent l'influence des objets/phénomènes étudiés sur ce rayonnement. Disposant de leur propre source d'émission, ces capteurs peuvent opérer de jour comme de nuit et dans des conditions météorologiques variées. Les radars et le LIDAR sont des capteurs actifs.

Les applications de télédétection sont variées et dépendent de la résolution des images obtenues. D'après Coop et Tooke (2017), l'imagerie satellite présente quatre types de résolution :

- résolution spatiale : elle définit la taille minimale de la zone observée par le capteur. Elle correspond à la taille d'un pixel de l'image. Au plus les pixels sont petits, au plus elle est élevée et l'image contient de l'information spatiale ;
- résolution temporelle : elle correspond au temps de revisite, c'est-à-dire le temps que le capteur met pour revenir au même point d'observation et reprendre une image de ce point. Elle est fonction de l'orbite du satellite et de l'étendue de l'image (ou fauchée) ;
- résolution spectrale : elle définit le nombre, la largeur et la localisation sur le spectre électromagnétique des bandes spectrales que le capteur est capable de détecter ;
- résolution radiométrique : elle indique le contenu en information d'une image. C'est le nombre de niveaux d'intensité que le capteur est capable de décliner lorsqu'il détecte une réflectance. Plus la résolution radiométrique d'un capteur est fine, plus le capteur est sensible à de petites différences dans l'intensité de l'énergie reçue.

2.7.3. Principales approches de modélisation utilisées en télédétection

Les mesures spectrales fournies par les capteurs des satellite doivent être implémentées dans des modèles permettant de faire les estimations d'ET (Biggs et *al.*, 2015). Ainsi, les scientifiques ont développé des modèles de diverses complexités, forcés ou contraints par des observations multi-capteurs à travers des techniques d'assimilation de données, et tiré profit de l'exploitation de synergies multi longueurs d'ondes optique-hyperfréquence-IRT. Biggs et *al.* (2015) regroupent les modèles d'estimation de l'ET par télédétection en trois grandes familles :

- méthodes basées sur le bilan énergétique de surface (et sa température) ;
- méthodes basées sur l'observation de la végétation ;
- méthodes des triangles ou T-VI.

La figure 11 résume les publications majeures qui ont marqué le développement des algorithmes et modèles d'estimation de l'ET par télédétection. Les méthodes basées sur le bilan énergétique de surface (SEB) sont représentées en rose, les méthodes basées sur l'observation de la végétation sont en bleu (foncé pour l'équation de PM et clair pour l'équation de Priesley-Taylor (PT)). Enfin, les modèles basés sur les températures de surface et indices de végétation (T-VI) sont en vert.

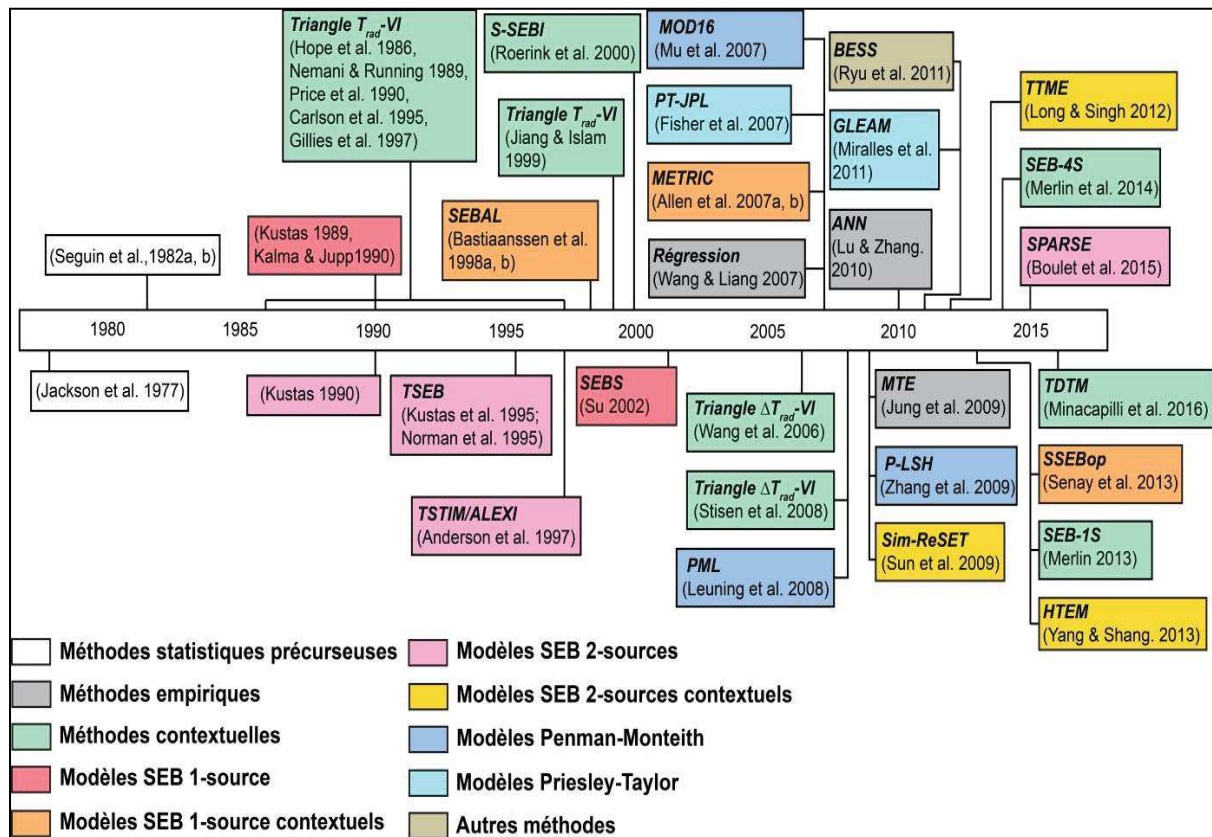


Figure 11. Chronologie des publications clés ayant influencées l'émergence des modèles d'estimation de l'ET par télédétection (d'après Zhang et *al.*, 2016).

Les modèles de surface peuvent aussi être regroupés en trois grandes catégories de complexité croissante (approches conceptuelles à mécanistes), qui correspondent à différents besoins et objectifs d'études (Figure 12) :

- les modèles conceptuels, tel que FAO56-PM (Allen et *al.*, 1998), qui modulent la fonction évaporative à l'aide d'un coefficient empirique (coefficient cultural) ;
- les modèles RS-SVAT (Remote Sensing SVAT) qui sont conçus pour être forcé directement par la TS et se focalisent sur la résolution du bilan d'énergie en surface (SEB) de façon instantanée ;
- les modèles mécanistes WEB-SVAT (Water Energy Balance SVAT) qui incluent un bilan d'eau dans le sol et sont capables de simuler la TS. Ils ont à l'origine été développé pour des besoins en météorologie ce qui explique leur description plus détaillée des processus physiques.

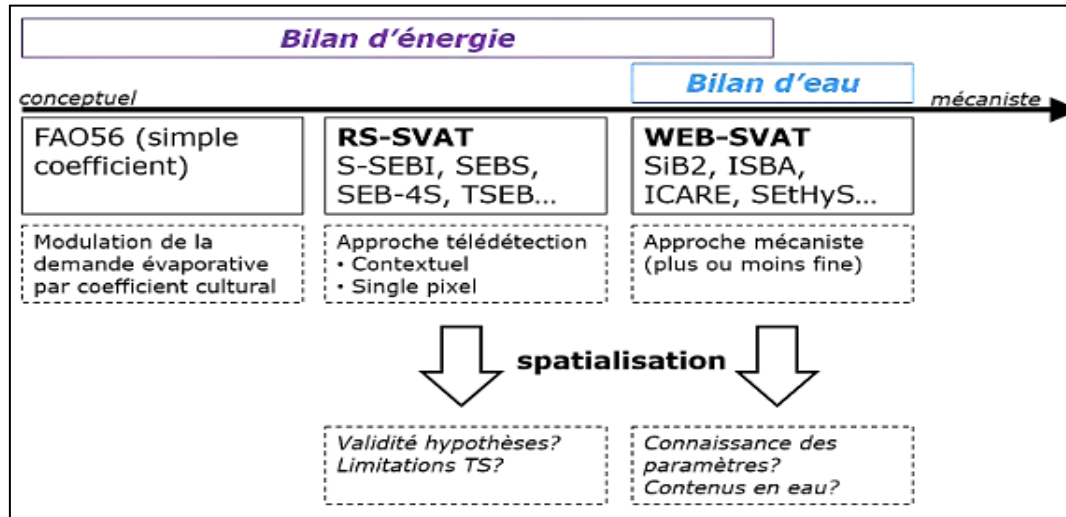


Figure 12. Quelques approches de modélisation des échanges de surface de différents degrés de complexité (source : Bigeard, 2014).

2.7.4. Méthodes basées sur les mesures du bilan énergétique de surface

L'ETR est déterminée indirectement à partir du bilan énergétique de surface (Shuttleworth, 2008). En effet, l'ET implique un changement d'état de l'eau, ce qui requiert une certaine quantité d'énergie. Cette énergie est prélevée dans l'environnement et réduit ainsi la température de la surface (Biggs et al., 2015). Plusieurs méthodes mesurent ainsi la température radiométrique de surface (T_R) pour résoudre le bilan d'énergie (Biggs et al., 2015). Les différents termes de l'équation de bilan d'énergie de surface (Équation 9) sont alors estimés aux moyens de données météorologiques et télédétections, implémentées dans des modèles (Zhang et al., 2016). La chaleur sensible est calculée à partir des températures de surface et de l'air en plus d'une estimation de la résistance aux échanges aérodynamiques à cette interface. L'hypothèse majeure est que la température de surface peut être assimilée à la température radiométrique (Shuttleworth, 2008). La partition des flux énergétiques à la surface est calculée suivant les deux équations 23 et 24 (Mu et al., 2013) :

$$H = \frac{\rho_{air} C_p (T_1 - T_2)}{R_{ah}} \quad (23)$$

$$\lambda E = \frac{\rho_{air} C_p}{\gamma} * \frac{e_{sat} - e}{r_a + r_s} \quad (24)$$

- avec
- H Flux de chaleur sensible (W) ;
 - ρ_{air} Masse volumique de l'air (kg/m^3) ;
 - C_p Chaleur spécifique de l'air (J/kg/K) ;
 - T_1 Température aérodynamique de la surface à la hauteur z_1 (K) ;
 - T_2 Température de l'air à la hauteur z_2 (K) ;
 - R_{ah} Résistance aérodynamique au transport turbulent de chaleur de z_1 à z_2 (m/s) ;
 - λE Flux de chaleur latente (lié donc directement à l'ETR) (W) ;
 - γ Constante psychrométrique ($\text{Pa/}^\circ\text{C}$) ;

- e_{sat} Pression de vapeur saturante à la surface (Pa) ;
- e Pression de vapeur dans l'air (Pa) ;
- r_a Résistance aérodynamique (s/m) ;
- r_s Résistance de surface (s/m).

Modèles à une seule source

Dans les modèles à une source (Figure 13a), la surface est considérée comme un ensemble sol et végétation (Zhang et al., 2016). C'est le cas des modèles *Surface Energy Balance Algorithm* (SEBAL) de Bastiaanssen et al. (1998), *Mapping Evapotranspiration with high Resolution and Internalized Calibration* (METRIC) d'Allen et al. (2007) et *Surface Energy Balance System* (SEBS) de Su (2002).

Dans ces modèles, les flux de chaleur sensible (H) sont estimés grâce à l'équation 23 (Biggs et al., 2015). Les capteurs mesurent la température radiométrique de surface (T_R), basée sur le rayonnement thermique issu du sol et de la canopée. Le lien entre T_R et les températures T_1 et T_2 est variable selon la couverture de surface. SEBAL, METRIC et SEBS calculent cette différence de température au moyen d'une fonction linéaire de T_R :

$$T_1 - T_2 = a + bT_R \quad (25)$$

Les paramètres a et b sont empiriques et déterminés par l'imagerie au cours d'un processus de calibration interne (Zhang et al., 2016). Selon Zhang et al., (2016), le paramètre clé pour trouver le flux de chaleur sensible H est la résistance R_{ah} . Elle est estimée de la même manière que les résistances électriques en considérant une différence de potentiel (température ou concentration) entre deux points. La résistance totale peut être une résultante de plusieurs résistances en séries, dépendant des conditions atmosphériques (résistances r_a), du sol et de la végétation (résistance r_s).

Ces modèles sont relativement simples à calibrer et n'ont pas besoin de beaucoup de données météorologiques. Le désavantage majeur est lié au processus de calcul de la différence de température par calibration interne, celle-ci n'est valide que pour une seule image et doit donc être réitérée pour chacune d'elles (Biggs et al., 2015). Les incertitudes varient de l'ordre de 10 à 30 % pour les estimations journalières (Shuttleworth, 2008 ; Biggs et al., 2015).

Modèles à deux sources

Dans les modèles à deux sources, les contributions individuelles des flux de chaleur issus du sol et de la végétation sont séparées (Zhang et al., 2016). Les flux de chaleur et d'eau entre ces deux composantes peuvent alors être considérés comme interagissant, on parlera alors de modèle deux-sources en série ou « two-layer model » comme le modèle résistif de Shuttleworth & Wallace (1985) (Figure 13b) ; ou bien ces deux composantes peuvent être considérées comme indépendantes, on parlera alors de modèle 2-sources en parallèle ou « two-patch model », comme c'est le cas du modèle de Norman et al. (1995) (Figure 13c). Le modèle résistif de Guan & Wilson (2009) permet de combiner les approches « parallèle » et « série » pour donner un modèle 2-sources hybride (Figure 13d).

Les résistances aérodynamiques à ce transfert sont donc évaluées séparément [r_c et r_s désignent respectivement les contributions de la canopée et du sol aux résistances de la surface (s) et de l'atmosphère (a)] (Biggs et *al.*, 2015). Les températures de la canopée (T_{1C}) et du sol (T_{1S}) sont estimées séparément par la température radiométrique de surface (T_R), combinée à la fraction de couverture végétale. Ainsi, le flux de chaleur sensible total devient la somme de H_C et H_S (calculés respectivement avec la température et la résistance aérodynamique de la canopée et du sol) (Zhang et *al.*, 2016 ; Biggs et *al.*, 2015). Deux modèles connus de ce type sont l'Atmosphere-Land Exchange Inverse (ALEXI) d'Anderson et *al.* (2013) et le Disaggregation ALEXI (DisALEXI) de Norman et *al.* (2003).

ALEXI utilise des données issues de satellites géostationnaires dont la résolution spatiale peut être contraignante (5-10 km) (Biggs et *al.*, 2015). Dès lors, Norman et *al.* (2003), développèrent DisALEXI qui combine en deux étapes des données obtenues à basses et hautes résolutions pour estimer l'ET à des échelles spatiales de l'ordre de 10-100 m sans besoin d'observation de terrain (Zhang et *al.*, 2016). Les images à haute résolution spatiale proviennent alors de satellites héliosynchrones tels que MODIS (1 km) et LANDSAT (30 m) (Biggs et *al.*, 2015).

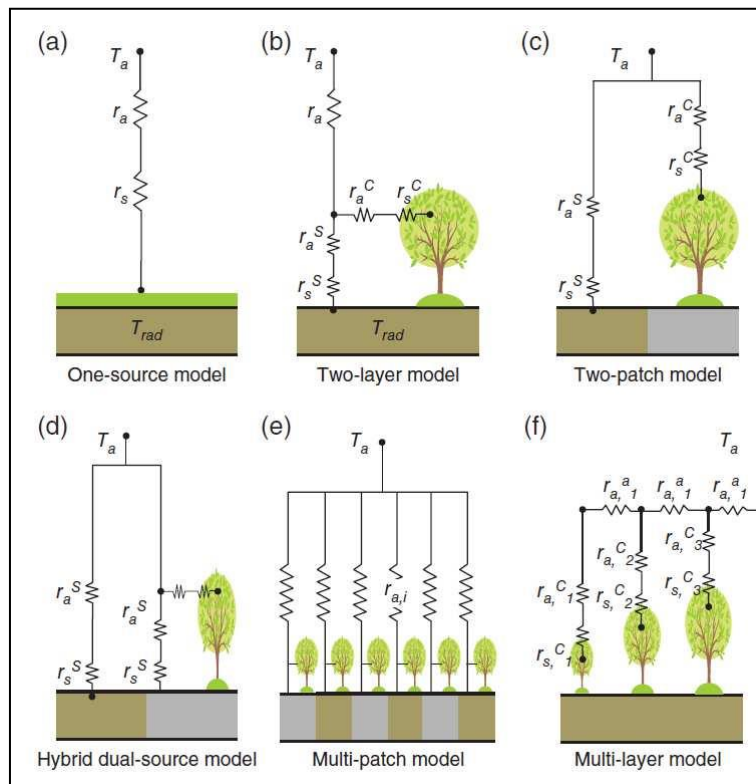


Figure 13. Représentation schématique des différentes configurations du réseau de résistances au transport de vapeur d'eau et de chaleur à travers le couvert (d'après Zhang et *al.*, 2016). (a) modèle 1-source, (b) modèles 2-sources en série, (c) modèle 2-sources en parallèle, (d) modèle 2-sources hybride, (e) modèle multi-sources en parallèle et (f) modèle multi-sources en série ; les indices a et s signifie « atmosphérique » et « de surface » et les exposant S et C représente « la surface » et « le couvert végétal ».

Modèles multi sources

Il existe des modèles multi-sources en parallèle (ou multi-patch model) qui permettent de décrire une plus grande hétérogénéité spatiale dans chaque unité de grille en divisant la surface en différentes sources (Figure 13e). De même, il existe des modèles multi-sources en série (ou multi-layer model) qui permettent de tenir compte d'une plus grande hétérogénéité verticale de la surface en considérant différentes sources les unes sous les autres (Figure 13f). Enfin, les modèles multi-sources série et parallèle peuvent être combinées pour donner des modèles multi-sources hybrides.

Approches simplifiées

Ces approches fournissent une estimation simplifiée du rapport entre ETR et ETP, à l'instar de l'utilisation des coefficients cultureux. Elles sont basées également sur des mesures de la température radiométrique de surface mais, elles n'imposent pas la résolution du bilan énergétique. Le modèle Simplified Surface Energy Balance (SSEB) (Senay et *al.*, 2007) en est un exemple. Les résultats obtenus avec le SSEB sont comparables à ceux obtenus avec les modèles SEBAL et METRIC en dehors du fait que dans certains cas les valeurs d'albédo et de flux de chaleur du sol (G) sont très variables d'un pixel à l'autre alors qu'elles sont considérées comme fixes dans l'algorithme (Biggs et *al.*, 2015).

Synthèse sur les méthodes basées sur le bilan énergétique de surface

Une comparaison d'un modèle à une source (SEBAL) et d'un modèle à deux sources (ALEXI) réalisée par Timmermans et *al.* (2007) a montré que la précision du SEBAL faiblissait dans les zones chaudes, sèches et hétérogènes. Pour ALEXI, la limite réside dans la séparation des contributions du sol et de la canopée, appuyée sur la fraction de couverture végétale (Timmermans et *al.*, 2007). Les modèles à deux sources ont tendance à être moins efficaces dans les zones de végétation dense aux écotones fins et changeants impliquant des variations significatives de la transpiration de la canopée. Enfin, des études (Gonzalez-Dugo et *al.* 2009 et Anderson et *al.* 2013) ont montré que les modèles à deux sources sont généralement plus fiables, peu importe les conditions de densité de végétation et d'humidité du sol bien que les modèles à une source (SEBAL) présentent des résultats tout à fait acceptables (Anderson et *al.*, 2013 ; Biggs et *al.*, 2015).

Enfin, signalons que des méthodes de bilans énergétiques effectués à partir de satellites météorologiques géostationnaires existent. C'est le cas de la Satellite Application Facility on Land Surface Analysis (LSA-SAF), application de l'organisation européenne EUMETSAT. L'utilisation de données radiométriques mesurées à 3 km de résolution à l'équateur par le satellite Meteosat Second Generation (MSG) (couvrant l'Europe, l'Afrique et l'Amérique du Sud) améliorées au moyen de mesures prises par des capteurs embarqués sur des satellites à résolution moyenne (SPOT-VEGETATION), permet alors de générer des produits d'ETR journaliers (Ghilain et *al.*, 2014).

2.7.5. Méthodes basées sur l'observation de la végétation

Certaines de ces méthodes se basent sur la logique de Monteith (1965). Elles associent des données météorologiques à des indices de végétation (VI) obtenus par télédétection pour ensuite estimer l'ETR de la canopée et du sol (Biggs et *al.*, 2015).

$$\lambda ET = \frac{s(R_n - G) + \rho C_p \frac{VPD}{r_a}}{s + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (26)$$

avec λET Flux de chaleur latente (W/m²) ;
 R_n Rayonnement net (W/m²) ;
 G Flux de chaleur issu du sol (W/m²) ;
 VPD Déficit de pression de vapeur ($e_s - e_a$) (Pa) ;
 s Pente de la fonction de pression de vapeur (Pa/°C) ;
 γ Constante psychrométrique (Pa/°C) ;
 C_p Chaleur spécifique de l'air humide (J/kgK) ;
 r_s et r_a Résistances de surface et aérodynamique.

D'autres méthodes sont basées sur l'équation de Priestley et Taylor (1972) comme le modèle Priestley-Taylor Jet Propulsion Laboratory (PT-JPL) développé par Fischer et *al.* (2008). Il s'agit d'une simplification de l'équation de Penman-Monteith introduisant des paramètres de température et d'humidité de la végétation afin d'estimer la transpiration de la canopée.

$$\lambda ET = \alpha_{PT} \frac{s}{s + \gamma} (R_n - G) \quad (27)$$

avec α_{PT} = Paramètre de PT (varie entre 1,2-1,3).

Ces deux équations principales (PM et PT) permettent d'estimer l'ETR grâce aux informations relatives aux conditions de surface fournies par l'imagerie satellite. Ainsi trois approches de les utiliser pour en dériver l'ETR sont passées en revue par Biggs et *al.* (2015).

Calcul des résistances

La popularité de la méthode de Penman-Monteith réside dans la précision des estimations des résistances de surface (canopée/sol) (Zhang et *al.*, 2016). Ce sont les deux paramètres critiques qui impactent l'ET pour des types de végétation et des niveaux différents d'humidité du sol. Les observations satellites fournissent des informations sur les caractéristiques de la couverture de surface et la végétation (au moyen d'indices de végétation) qui permettent par la suite de calculer les résistances (r_s et r_a) pour la surface concernée (Biggs et *al.*, 2015). MOD16A2.006 est l'un des produits d'estimation de l'ET par télédétection les plus répandus et accessibles. Il est basé sur cette logique. Il utilise les données mesurées par le spectroradiomètre MODIS de la NASA (; Mu et *al.*, 2011 ; Zhang et *al.*, 2016).

Calcul de la fraction de l'évapotranspiration (coefficients cultureux)

L'ETR peut être obtenue par le produit de l'ETP par un coefficient cultural (K_C) et, dans le cas de conditions non optimales d'approvisionnement en eau, un coefficient de stress hydrique (K_S) entre également en compte. Dans ce type d'approche, les observations satellites visent à calculer le produit $K_S \times K_C$ qui est également appelé fraction de l'évapotranspiration de référence (F_{ET}). Tout comme Biggs et *al.* (2015), nous allons dès à présent utiliser cet unique terme, car il est plus adapté que les K_C et K_S en dehors du domaine de l'agriculture (Biggs et *al.*, 2015).

Les méthodes d'estimation d'ET par télédétection permettent de modéliser la F_{ET} à partir d'indices de végétation (NDVI, EVI, SAVI, etc.) en utilisant diverses équations empiriques. Toutefois, la calibration des relations F_{ET} - VI nécessite des mesures au sol (Biggs et *al.*, 2015).

Estimation de coefficients physiques

Dans le but de limiter la dépendance aux mesures de terrain pour calibrer les relations entre les indices de végétation et le coefficient F_{ET} , des modèles théoriques sont développés. Ils sont utiles pour les mesures régionales. Ils déduisent l'ETR en se basant sur des coefficients physiques obtenus par imagerie satellite permettant d'estimer la F_{ET} à partir des indices de végétation (Biggs et *al.*, 2015).

Parmi ces approches basées sur l'observation de la végétation, le modèle PT-JPL développé par Fischer et *al.* (2008) est le plus pratique, car il inclut moins de paramètres que les modèles basés sur la logique de PM et limite ainsi les incertitudes liées à leur estimation. Une comparaison entre les modèles PT-JPL et MOD16 a été réalisée par Chen et *al.* (2014). Elle a montré que le modèle PT-JPL surestime néanmoins les valeurs d'ET alors que MOD16 présente une erreur systématique moindre, mais une plus grande part d'erreurs aléatoires (Biggs et *al.*, 2015).

2.76. Méthode des triangles (TR-VI)

Cette méthode reprend certaines caractéristiques des méthodes précédentes (basées sur le bilan énergétique de surface et l'observation de la végétation). Elle utilise des indices de végétation en lien avec des mesures de la température radiométrique de surface (T_R) pour tenir compte de la variabilité spatiale de l'évaporation du sol et la transpiration de la canopée sous des conditions d'humidité et de stress différentes (Zhang et *al.*, 2016 ; Biggs et *al.*, 2015).

CHAPITRE 3. MATÉRIELS ET MÉTHODES

3.1. Milieu d'étude

L'Ouémé est le plus long fleuve du Bénin. Son cours moyen se situe au centre du Bénin dans les départements du Plateau et des Collines. La zone d'étude est le sous-bassin centré sur la commune de Savè dans le département des Collines (Figure 14). Elle a une superficie de 4 742 km². Son climat est de type soudano-guinéen. La pluviosité moyenne est de 1 100 mm/an.

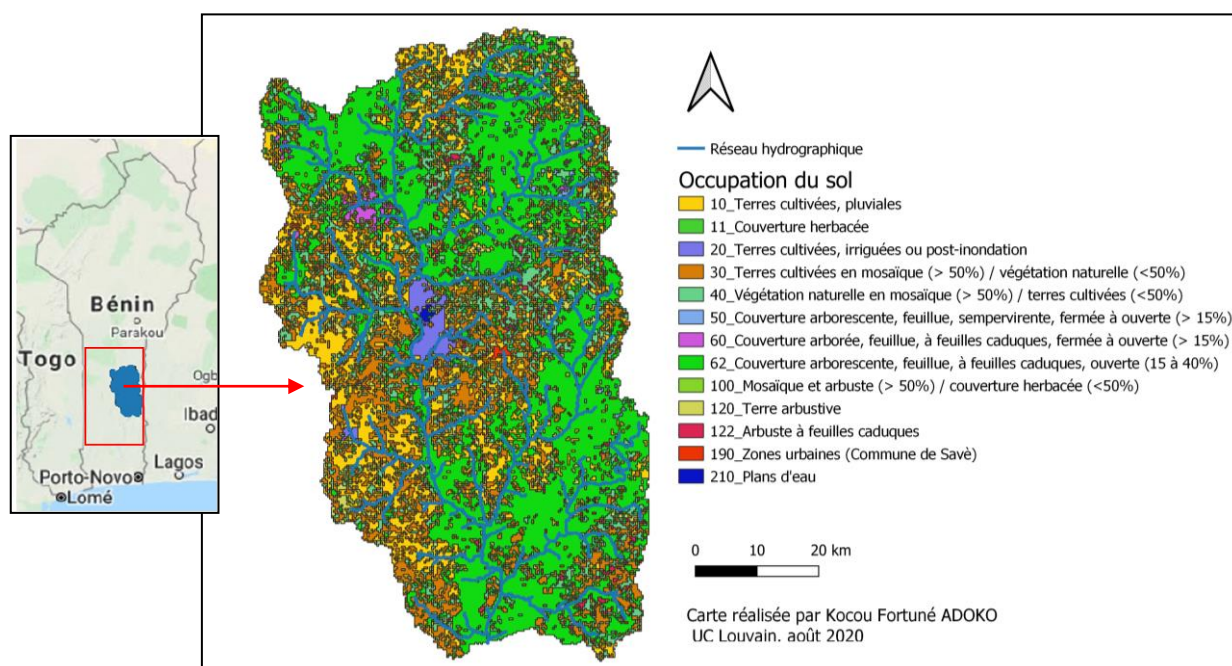


Figure 14. Carte de situation géographique et d'occupation du sol du Bassin Moyen de l'Ouémé centré sur la région de Savè.

La zone délimitée par un trait rouge sur la carte du Bénin correspond à l'ensemble du Bassin Moyen de l'Ouémé.

Les formations géologiques sont composées de gneiss migmatitique, de gneiss alcalin à phroxène et de gneiss à biotite et hypersthène. Le relief correspond à une pénéplaine constituée d'ondulations basses et moyennes, surmontées à différents endroits par des reliefs résiduels rocheux. Par endroits, apparaît un modelé de dissection caractérisé par des incisions rapprochées, notamment à proximité des grands cours d'eau (Houndagba et *al.*, 2007).

Le réseau hydrographique est dendritique et hiérarchisé. Le lit de l'Ouémé, jonché de gros affleurements rocheux, offre d'importantes retenues naturelles en saison sèche. Les cours d'eau du secteur d'étude jouent un rôle attractif sur les populations du fait des possibilités d'approvisionnement en eau de boisson, de baignade, d'abreuvement des animaux domestiques (boeufs essentiellement) (Houndagba et *al.*, 2007).

Les sols sont généralement du type brun grisâtre, concrétionnés par endroits. Ils subissent de profondes variations suivant la topographie. On distingue les sols ferrugineux tropicaux, les sols lithomorphes, les vertisols, les sols brunifiés et les sols peu évolués d'origine non climatique (Volkoff, 1976).

Dans les aires classées, plusieurs types de formations végétales ont été identifiés, dont la physionomie et la composition floristique sont liées à la nature des sols. Sur les sols bien drainés de sommet aux ondulations moyennes prédominent *Daniellia oliveri*, *Parkia biglobosa* et *Vitellaria paradoxa*. Les basses ondulations aux sols mal drainés portent des peuplements de *Terminalia macroptera*, *Acacia campylacantha* et *Anogeissus leiocarpus*. Les peuplements de fonds de vallée varient en fonction de l'ordre des talwegs : *Anogeissus leiocarpus* et *Cola cordifolia* le long des petits talwegs, *Pterocarpus santalinoides*, *Berlinia grandiflora*, *Ceiba pentandra*, *Cynometra megalophylla* dans la forêt riveraine de l'Ouémé. La plupart de ces formations sont à présent parsemées de champs et jachères (Houndagba et al., 2007).

3.2. Collecte des données

3.2.1. Données météorologiques

Les données météorologiques utilisées ont été collectées à la station synoptique de Savè installée et gérée par l'ASECNA. Celle-ci mesure la température de l'air (T), l'humidité relative (HR), la pluviosité (P), la vitesse du vent (V) et la durée d'insolation (D). Dans le cadre de cette étude, des séries journalières collectées entre 2000 et 2016 ont été utilisées.

3.2.2. Données de télédétection : MOD16A2.006

Algorithme MOD16A2.006

Dans le cadre de cette étude, le produit MOD16A2.006 (MODIS/Terra Net Evapotranspiration 8-Day L4 Global 500 m SIN Grid V006MOD16A2.006) est utilisé. Il s'agit d'un composite sur huit jours de l'évapotranspiration estimée à 500 mètres de résolution et disponible à partir du 1^{er} janvier 2001. L'algorithme utilisé pour produire la collection de données est basé sur la logique de Penman-Monteith incluant des données météorologiques journalières combinées avec des données télédétections par MODIS. Les données météorologiques sont produites toutes les six heures par un modèle de circulation globale (GCM) combinant mesures au sol et observations satellites. Elles proviennent du NASA's Global Modeling and Assimilation Office (GMAO) (Running et al., 2019).

Les informations fournies par MODIS incluent des propriétés de la dynamique de la végétation, l'albédo et la couverture de surface (Running et al., 2017). L'algorithme de MOD16A2.006 a été amélioré par Mu et al. (2013) (Figure 15). Ainsi, l'ET nocturne et le flux de chaleur du sol (G) ne sont plus négligés, les méthodes de calculs de conductance stomatique et des résistances impliquées dans l'équation de Penman-Monteith ont été améliorées. Des améliorations ont également été effectuées dans la prise en compte de l'évaporation de l'eau interceptée par la surface de la canopée. Enfin, la surface du sol a été discriminée selon qu'elle est saturée ou non (Mu et al., 2013).

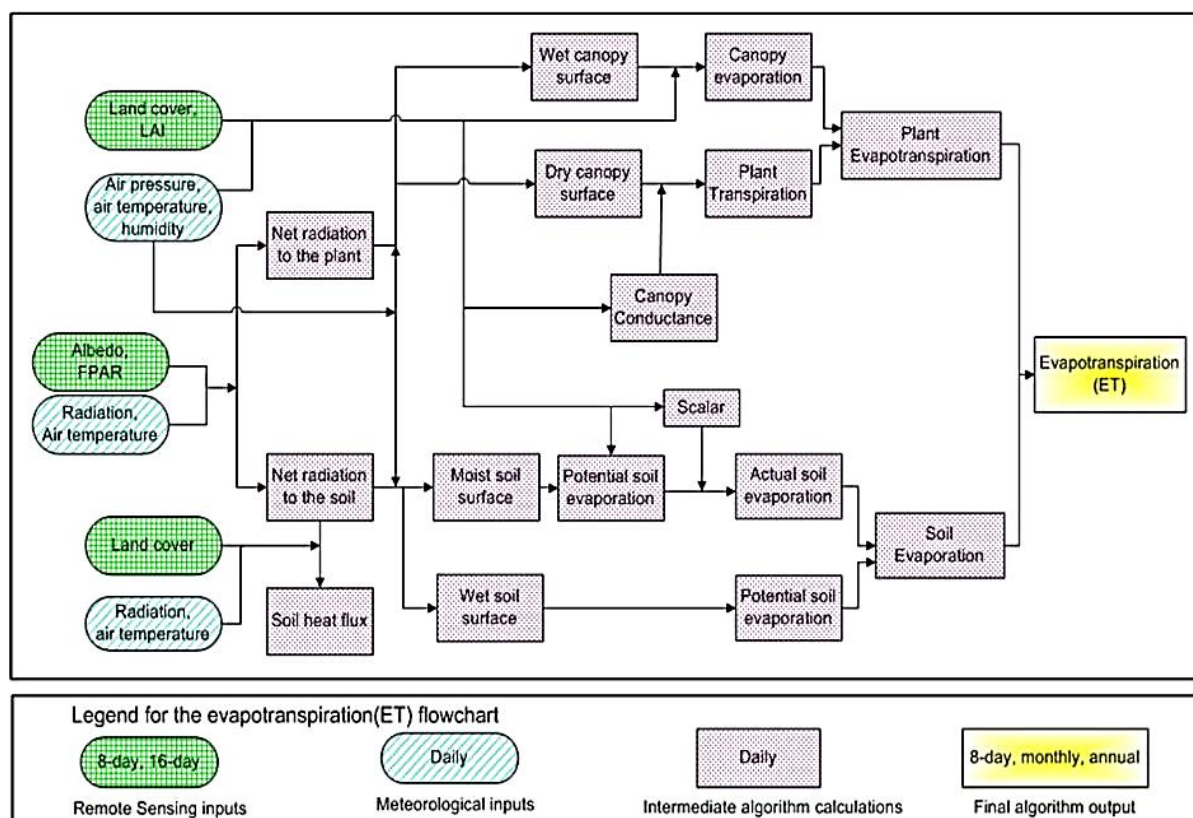


Figure 15. Organigramme de l'algorithme MOD16A2.006 (d'après Mu et *al.*, 2013).

L'évapotranspiration réelle journalière résulte du calcul de l'évaporation de la surface de la canopée humide, la transpiration par la surface de la canopée sèche (autrement dit la transpiration végétale) et l'évaporation de la surface du sol. Les partitions entre ces sous-systèmes évapotranspiratoires sont effectuées au moyen de variables comme la fraction de couverture végétale suppléée par la FAPAR (Fraction de la radiation photosynthétiquement active absorbée, estimée par le produit MOD15A2), pour discriminer la surface végétale et la surface du sol, ou encore le LAI pour estimer la part de l'évaporation d'eau interceptée par la canopée (Mu et *al.*, 2013).

Le produit MOD16A2.006 est considéré comme validé de niveau 1 par le *Land Processes Distributed Active Archive Center* (LP DAAC) de la NASA (Running et *al.*, 2019) :

- les incertitudes sur le produit sont bien définies selon certaines conditions représentatives ;
- apte à l'usage scientifique (publications) et autres institutions ;
- de potentielles versions améliorées peuvent suivre ;
- validé de type 1 : la précision du produit a été estimée selon un petit nombre de mesures indépendantes obtenues depuis des lieux et périodes de temps sélectionnées soutenues par des programmes de validation au sol.

Produit MOD16A2.006

Les couches obtenues avec le produit MOD16A2.006 sont des composites de l'ETR, l'ETP, les flux de chaleur latente (λET), les flux de chaleur latente potentiels (λETP) et une couche de contrôle qualité. Ces couches ainsi que leurs spécificités sont résumées dans le tableau 3.

Tableau 3. Couches de composite du produit MOD16A2.006 (d'après Running et *al.*, 2019).

Name	Units	Min	Max	Scale	Description
ET	kg/m ² /8day	-32767	32700	0.1	Total evapotranspiration
LE	J/m ² /day	-32767	32700	0.0001	Average latent heat flux
PET	kg/m ² /8day	-32767	32700	0.1	Total potential evapotranspiration
PLE	J/m ² /day	-32767	32700	0.0001	Average potential latent heat flux
ET_QC					Evapotranspiration quality control flags

Les valeurs prises par les pixels des couches ETR et ETP sont la somme des huit jours formant le composite. Les valeurs des pixels des couches de chaleur latente sont une moyenne des valeurs journalière pour les huit jours formant le composite.

Accès aux données

La plateforme Google Earth Engine (GEE) a été utilisée pour extraire les données issues du produit MOD16A2.006. GEE est une plateforme d'analyse géospatiale à l'échelle planétaire disponible en ligne. GEE offre un accès aux immenses capacités de calcul de Google permettant de traiter des applications diverses relatives à la télédétection. Cet accès aux calculs à hautes performances permet de s'affranchir du besoin de superordinateurs, nécessitant expertise et ressources financières (Gorelick et *al.*, 2017). GEE héberge plusieurs pétaoctets d'images satellites et aéroportées, disponibles publiquement, prétraitées et prêtes à être analysées. On les manipule au moyen d'une interface de programmation disponible sur internet, liée à un environnement de développement interactif permettant la visualisation et l'export des résultats (Gorelick et *al.*, 2017).

3.3. Traitement des données météorologiques

Le traitement des données s'est fait par le biais des logiciels Excel® et Anaconda3 Jupyter Notebook®.

Excel® a permis d'établir, de gérer notre base de données et de réaliser certaines courbes qui figurent dans la présente étude. Anaconda3 Jupyter Notebook® a permis de faire les calculs de statistiques spatio-temporelles et des représentations graphiques plus complexes.

3.4. Détermination de l'évapotranspiration potentielle

Plusieurs formules ont été développées pour estimer l'ETP : Thornthwaite (1948), Blanney-Criddle (1950), Turc (1961), FAO56 Penman-Monteith (Allen et *al.*, 1998), etc. L'utilisation de ces modèles nécessite la connaissance de certaines données climatiques telles que les températures maximales et minimales de l'air, les humidités relatives maximale et minimale,

la radiation solaire globale et la vitesse du vent. Dans le cadre ce travail, ces quatre formules ont été utilisées pour calculer l'ETP. Les résultats ont été comparés afin de dégager la formule la plus appropriée en fonction des jeux de données disponibles. Les calculs ont été effectués dans Excel® sur base d'une procédure de calcul adaptée à chaque formule.

3.4.1. Méthode FAO Penman-Monteith

La formule utilisée est celle relative à la méthode de Penman-Monteith modifiée, FAO56-PM (Allen et al., 1998). Les équations utilisées sont adaptées aux pas de temps journaliers. Elles sont développées en Annexe 1. Plusieurs types de variables et paramètres sont utilisés dans ces équations :

- données météorologiques : température T (°C), humidité relative RH (%), rayonnement net R_n (W/m²), vitesse du vent V (m/s), pression atmosphérique P (Pa) ;
- paramètres :
 - informations relatives à la station météorologique : hauteur de mesure de la vitesse du vent (2 m) ;
 - informations relatives aux jeux de données : pas de temps journalier ;
 - informations relatives à la culture de référence : hauteur = 0,12 m, albédo = 0,23, $LAI_{actif} = 1,44$, résistance stomatique $R_{leaf} = 70$ s/m.

En tenant compte des caractéristiques du couvert standard tel que précisé à la section 2.4.2. et en adoptant certaines simplifications notamment en ce qui concerne l'aérodynamique du profil de vent au-dessus du couvert végétal, la formule s'écrit :

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (28)$$

avec	ETP	Evapotranspiration de référence ;
	R_n	Rayonnement net de la surface de référence (MJm ⁻² j ⁻¹) ;
	G	Flux de chaleur dans le sol (MJm ⁻² j ⁻¹) ;
	T	Température moyenne journalière à 2 m (°C) ;
	u_2	Vitesse du vent à 2 m (m/s) ;
	e_s	Tension de vapeur saturante (kPa) ;
	e_a	Tension de vapeur réelle (kPa) ;
	$e_s - e_a$	Déficit de tension de vapeur saturante (kPa) ;
	Δ	Pente de la courbe de la tension de vapeur saturante (kPa/°C) ;
	γ	Constante psychrométrique (kPa/°C).

3.4.2. Méthode de Thornthwaite

La méthode de Thornthwaite (1948) ne prend en compte que la température mensuelle comme seule donnée climatique. Elle exprime l'ETP par la formule suivante :

$$ETP = 16 * \left(\frac{10}{I} \right)^a * t^a * f \quad (29)$$

$$I = \sum_{jan}^{dec} i \quad (30)$$

$$i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514} \quad (31)$$

$$a = (0,0675.I^3 - 7,71.I^2 + 1792.I + 49239).10^{-5} \quad (32)$$

$$f = N.\rho \quad (33)$$

avec	ETP	Evapotranspiration mensuelle (cm) ;
	I	Indice thermique annuel défini comme la somme des indices thermiques mensuels i ;
	t	Température moyenne mensuelle (°C) ;
	a	Coefficient fonction de I ;
	f	Facteur fonction de la durée réelle du mois et de l'éclairement ;
	N	Durée astronomique du jour pendant le mois considéré (heure/jour) ;
	ρ	Paramètre dépendant du nombre de jours par mois ($\rho = 0.0778$ pour un mois de 28 jours, $\rho = 0.0806$ pour un mois de 29 jours, $\rho = 0.0833$ pour un mois de 30 jours, $\rho = 0.0861$ pour un mois de 31 jours).

4.4.3. Formule de Turc

La méthode de Turc (1961) fait intervenir la température moyenne mensuelle, la radiation globale du mois considéré et l'insolation relative. Dans ce cas, l'ETP est exprimée en mm/mois selon les formules suivantes :

- Si $H_r > 50 \%$, on a :

$$ETP = 0,4. (R_G + 50). \frac{t}{t+15} \quad (34)$$

- Si $H_r < 50 \%$, on a :

$$ETP = 0,4. (R_G + 50). \frac{t}{t+15} \left(1 + \frac{50-H_r}{70} \right) \quad (35)$$

$$R_G = R_{Ga}. \left(a + b. \frac{n}{N} \right) \quad (36)$$

avec	t	Température moyenne de la période considérée ;
------	---	--

R_G	Radiation solaire globale ou radiation d'onde courte mensuelle ou décadaire ($\text{cal/cm}^2/\text{j}$) ;
R_{Ga}	Rayonnement extra-terrestre ($\text{cal/cm}^2/\text{j}$) ;
N	Durée astronomique possible d'insolation (heure/mois ou décade) ;
n	Durée d'insolation effective (heure/mois ou décade) ;
a, b	Coefficients fonction de la zone considérée.

4.4.4. Formule de Blaney-Criddle

La méthode de Blaney-Criddle (1950) utilise des paramètres facilement accessibles et introduit des coefficients cultureux susceptibles d'ajustement aux données locales éventuelles. L'ETP est exprimée en mm/mois selon les formules suivantes :

$$ET_0 = (8,13 + 0,46t_m).p \quad (37)$$

avec t_m Température moyenne mensuelle ($^{\circ}\text{C}$) ;
 p Pourcentage de la durée d'éclairement pendant la période considérée.

3.5. Détermination de l'ETR et de l'ETP avec le produit satellitaire MOD16A2.006

3.5.1. Hypothèse de base

Les estimations de l'ET par le produit satellitaire MOD16A2.006 étant un composite constitué d'une somme de valeurs d'ET sur huit jours, elles peuvent être divisées par huit afin de donner une estimation journalière moyenne sur la période de huit jours considérée.

3.5.2. Définition de la zone d'étude

Cinq (05) tables d'attribut contenant des informations géographiques sur le Bassin Moyen du fleuve Ouémé sont importées dans GEE. Elles ont permis de caractériser spatialement les limites de cinq (05) sites à savoir :

- l'ensemble du Bassin Moyen du fleuve Ouémé centré sur Savè (4742 km^2) ;
- un site de cultures pluviales (68 km^2) ;
- un site de cultures irriguées (32 km^2) ;
- un site forestier (inclus dans la forêt de Boukou) (35 km^2) ;
- le site de la station météorologique considéré comme un point.

Les tables ont été générées à partir de la carte d'occupation du sol du Bassin Moyen du fleuve Ouémé (Figure 14) établie grâce au logiciel QGIS Desktop 3.10.7 with GRASS 7.8.3. Les coordonnées géographiques du point correspondant à la position géographique de la station météorologique de Savè ont été fournies par l'ASECNA. Une fois importées et définies dans GEE, ces informations spatiales permettent de définir précisément la zone de travail et de collecte d'images MODIS.

Les positions géographiques de ces différents sites d'étude dans le Bassin Moyen de l'Ouémé sont représentées sur la figure 16.

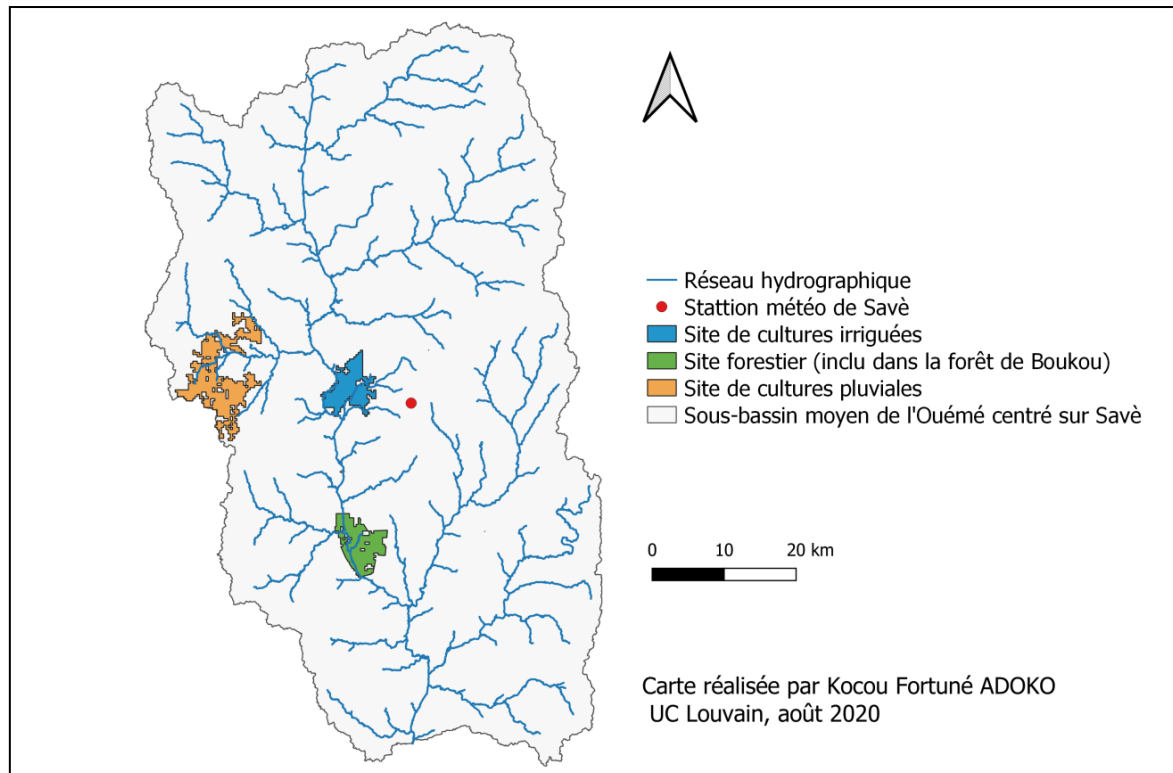


Figure 16. Carte montrant les différents sites d'étude dans le sous-Bassin Moyen de l'Ouémé centré sur la région de Savè.

3.5.3. Chargement des images d'intérêts

La collection d'images de MOD16A2.006 est chargée dans GEE pour la zone d'étude considérée sur la période allant du 1^{er} janvier 2001 au 31 juillet 2020.

3.5.4. Extraction des données d'évapotranspiration

Un code permettant de calculer des statistiques sur les images chargées est ensuite créé. Ce code est appliqué à chaque image de la série temporelle. Premièrement, il calcule des percentiles sur la valeur d'ET des pixels de chaque site. Ainsi, une information sur la distribution spatiale des valeurs d'ET du produit MOD16A2.006 au sein de chaque site du bassin est extraite pour chaque période de huit jours (pour avoir plus d'informations, consulter en Annexe 3 le code utilisé pour l'extraction des données dans GEE).

Pour la station de mesure de Savè considérée comme un point, le code permet d'extraire la valeur prise par le pixel précis couvrant la station.

Enfin, les valeurs d'ET des pixels sont divisées par huit. Nous obtenons ainsi des estimations d'ET exprimées en mm/jour et constantes durant une période de 8 jours.

3.5.5. Exportation des résultats

Après avoir appliqué la fonction décrite ci-dessus, une table contenant les percentiles des données d'ET du produit MOD16A2.006 par site est générée et téléchargée depuis GEE.

3.5.6. Traitements finaux

Les données téléchargées depuis GEE sont traitées dans Excel®. Elles y sont mises en forme par site, les formats des différentes variables sont ajustés et les valeurs des pixels sont également incluses. Une table formatée par site est ainsi créée. Certaines données sont manquantes, ce sont les observations qui ont été filtrées dans GEE. Des calculs de statistiques spatio-temporelles et des représentations graphiques sont effectués dans Anaconda3 Jupyter Notebook® afin de présenter les résultats de cette méthode.

CHAPITRE 4. RÉSULTATS ET DISCUSSIONS

4.1. Evolution des variables météorologiques

4.1.1. Pluviosité

La série journalière et l'évolution interannuelle de la pluviosité sont présentées sur les figures 17 et 18.

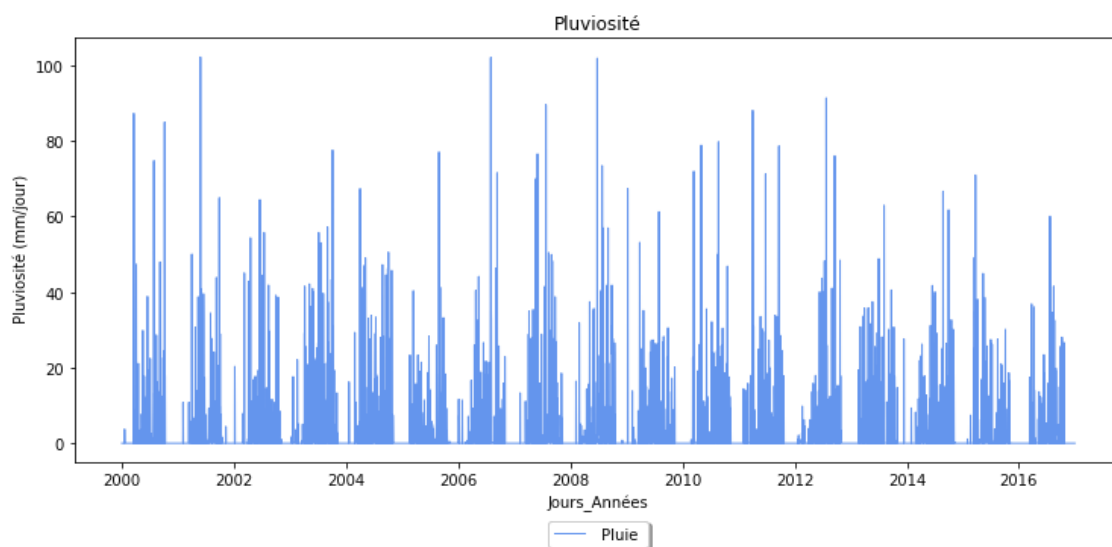


Figure 17. Série journalière de la pluviosité mesurée par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.

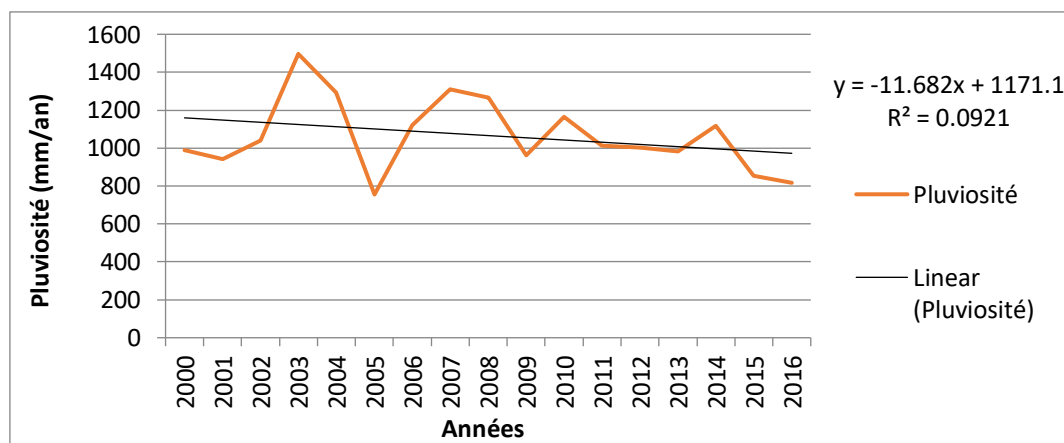


Figure 18. Evolution interannuelle de la pluviosité mesurée par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.

En toute logique, les valeurs les plus élevées de pluviosité sont obtenues en saison humide (avril-octobre) et les plus faibles en saison sèche (novembre-mars). Ces valeurs extrêmes [supérieures et inférieures] sont de l'ordre de [30 mm/jour et 0 mm/jour]. La courbe de tendance au niveau de cette série révèle une baisse de la pluviosité moyenne annuelle de l'ordre de 187 mm/jour entre 2000 et 2016. La plus faible pluviosité a été observée en 2005 (755,2 mm) et la plus élevée en 2003 (1496,8 mm).

4.1.2. Température de l'air

Les séries journalières et l'évolution interannuelle des températures sont présentées sur les figures 19 et 20.

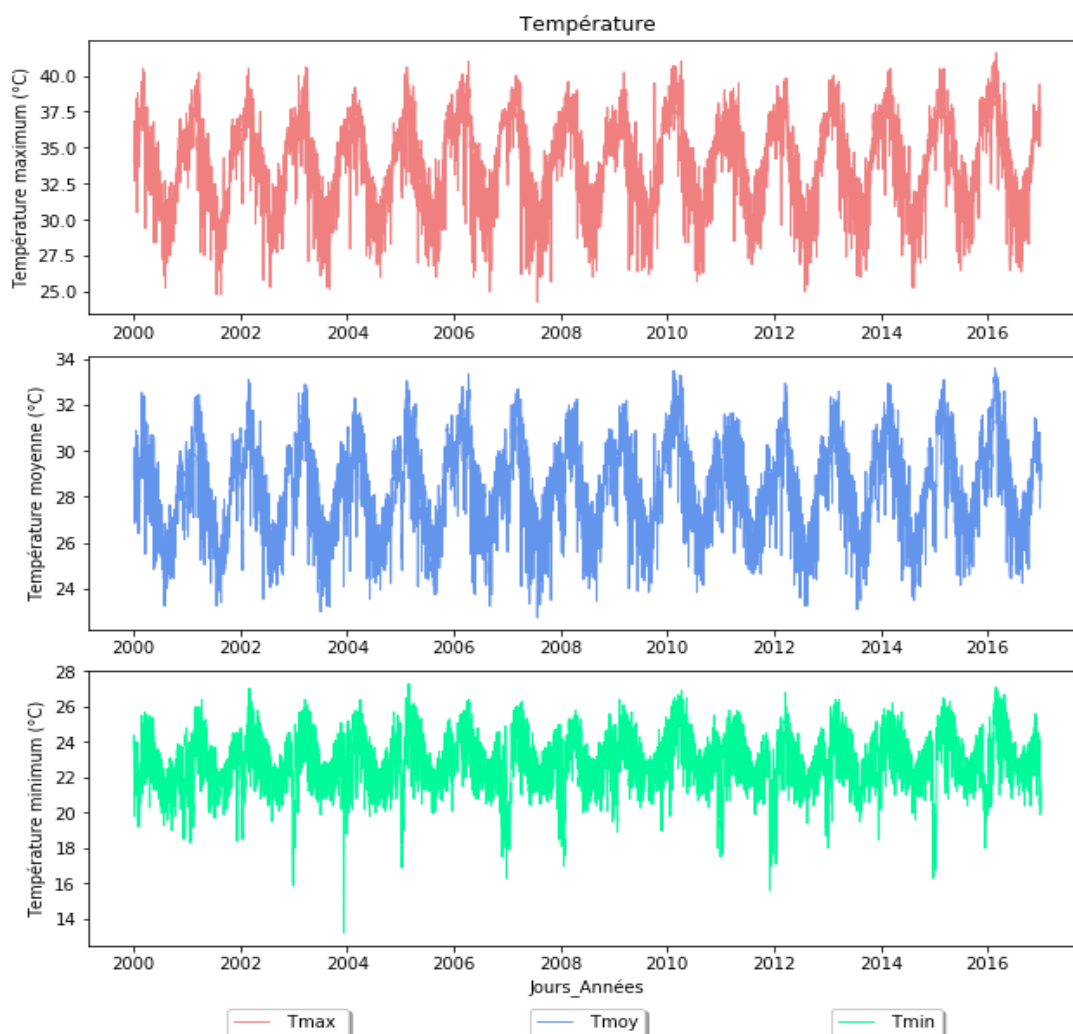


Figure 19. Séries journalières des températures maximales, minimales et moyennes mesurées par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.

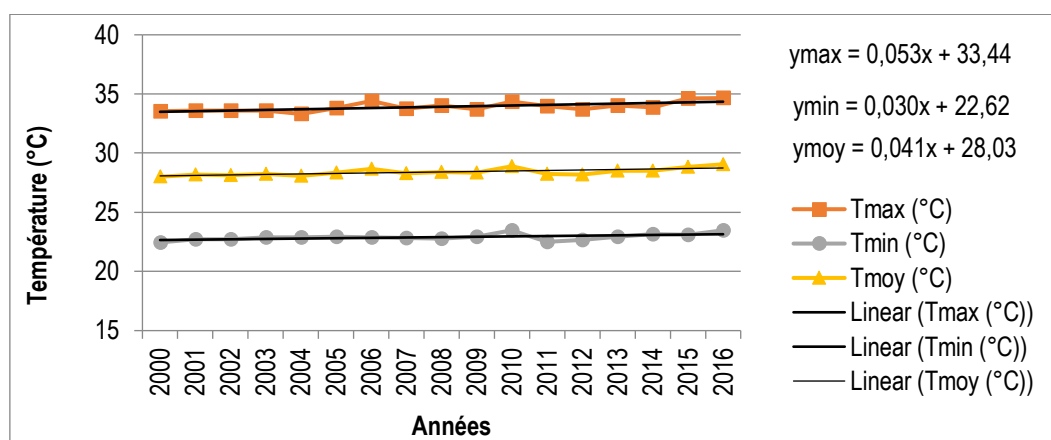


Figure 20. Evolution interannuelle des températures maximales, minimales et moyennes mesurées par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.

Les valeurs les plus élevées de températures sont obtenues en milieu de saison sèche (janvier-février) et les plus faibles en milieu de saison humide (juillet-août). Ces valeurs extrêmes [supérieures et inférieures] sont de l'ordre de [39 °C et 26 °C], [25 °C et 20 °C] et [31 °C et 25 °C] respectivement pour les températures maximales, minimales et moyennes. Les courbes des tendances au niveau des trois séries révèlent une très légère augmentation de température moyenne annuelle de l'ordre de 0,8 °C ; 0,5 °C et 0,6 °C respectivement pour les températures maximales, minimales et moyennes entre 2000 et 2016.

4.1.3. Humidité relative de l'air

Les séries journalières et l'évolution interannuelle des humidités relatives sont présentées sur les figures 21 et 22.

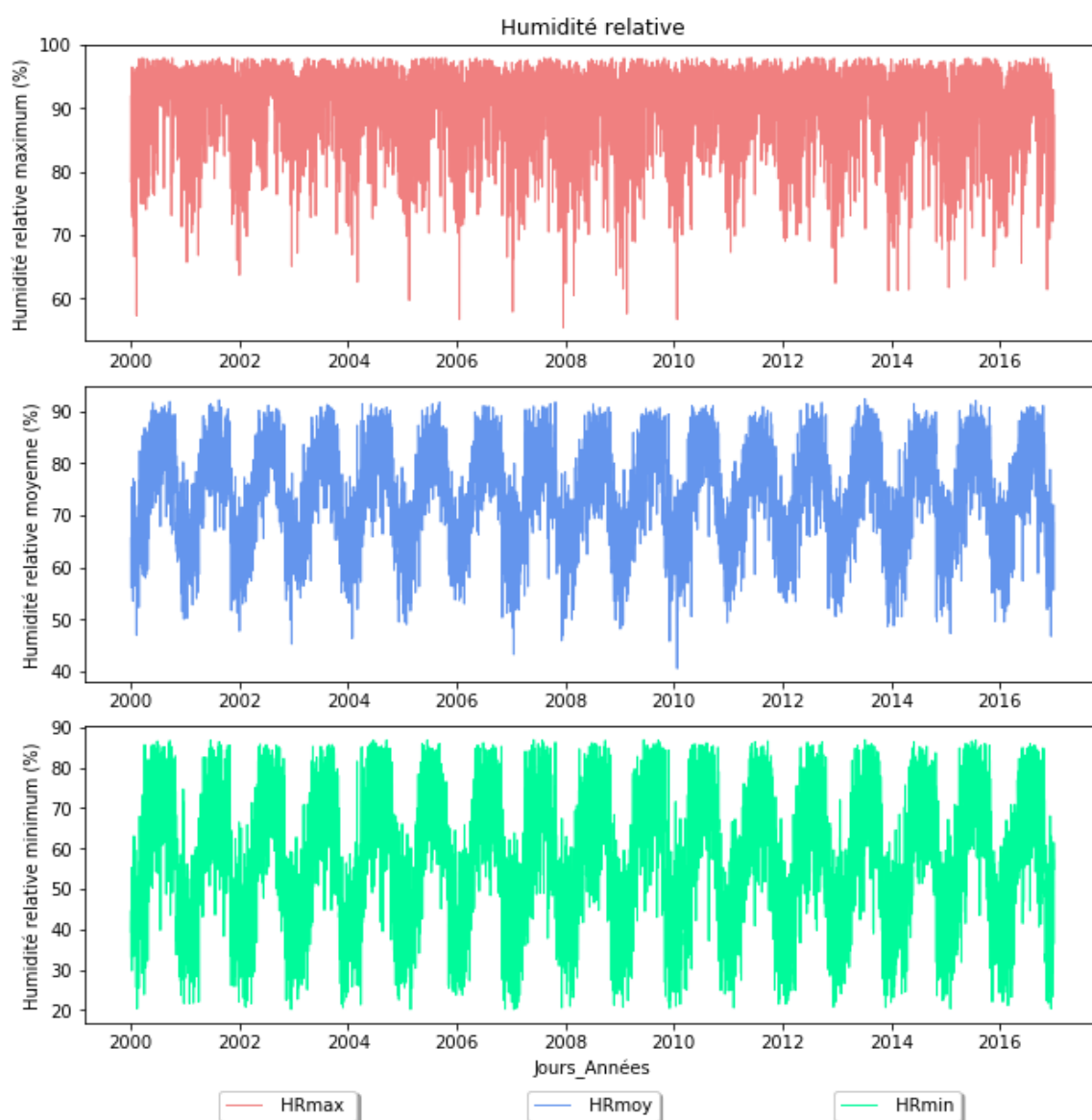


Figure 21. Séries journalières des humidités relatives maximales, minimales et moyennes mesurées par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.

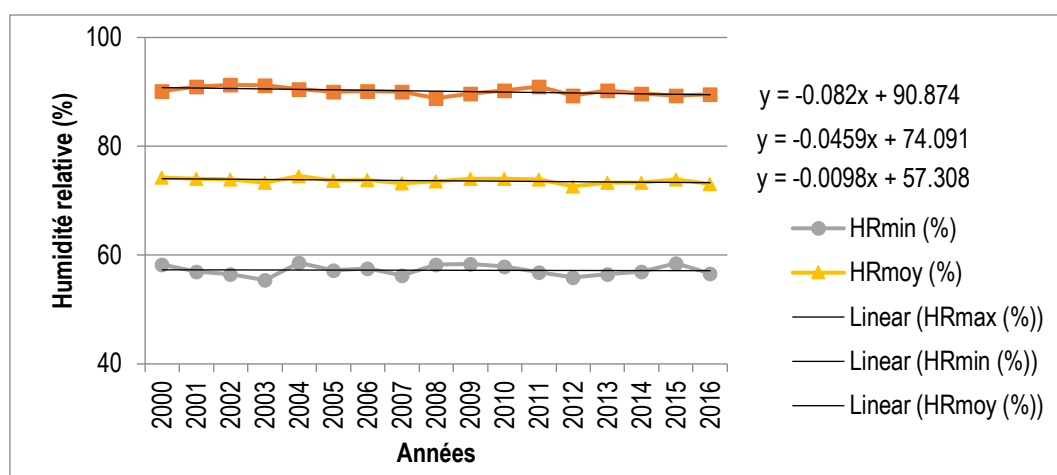


Figure 22. Evolution interannuelle des humidités relatives maximales, minimales et moyennes mesurées par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.

Logiquement et contrairement à la variable "température", les valeurs les plus élevées d'humidité relative sont obtenues en milieu de saison humide (juillet-août) et les plus faibles en milieu de saison sèche (janvier-février). Ces valeurs extrêmes [supérieures et inférieures] sont de l'ordre de [98 % et 70 %], [85 % et 20 %] et [90 % et 50 %] respectivement pour les humidités relatives maximales, minimales et moyennes. Les courbes des tendances au niveau des trois séries révèlent une très légère diminution de l'humidité relative moyenne annuelle de l'ordre de 1,31 % ; 0,14 % et 0,72 % respectivement pour les humidités relatives maximales, minimales et moyennes entre 2000 et 2016.

4.1.4. Insolation

La série journalière et l'évolution interannuelle de l'insolation sont présentées sur les figures 23 et 24.

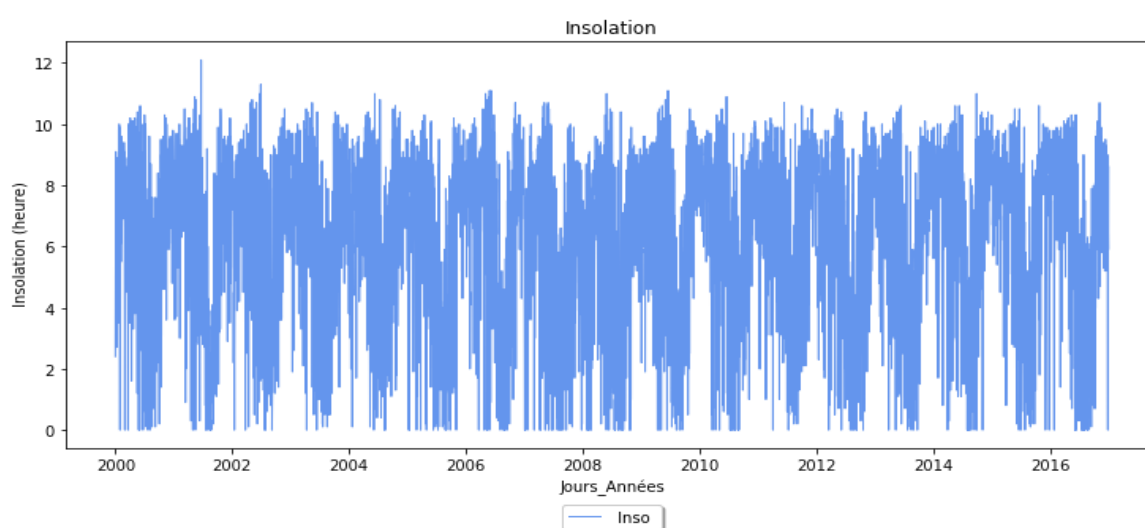


Figure 23. Série journalière de l'insolation mesurée par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.

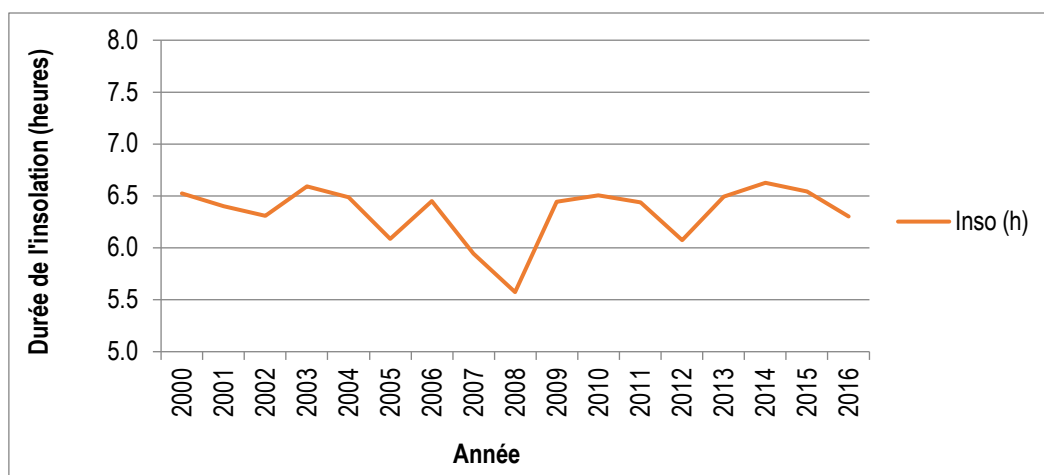


Figure 24. Evolution interannuelle de l'insolation mesurée par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.

Les valeurs les plus élevées d'insolation sont obtenues en saison sèche (novembre-mars) et les plus faibles en saison humide (avril-octobre). Ces valeurs extrêmes [supérieures et inférieures] sont de l'ordre de [10 heures et 0 heures]. Il n'est observé aucune tendance dans l'évolution de l'insolation moyenne annuelle entre 2000 et 2016. Cependant, un pic inférieur est observé en 2008 avec une insolation moyenne de 5,6 heure/jour alors qu'est est supérieure à 6 heures/jour pour les autres années.

4.1.5. Vitesse du vent

La série journalière et l'évolution interannuelle de la vitesse du vent sont présentées sur les figures 25 et 26.

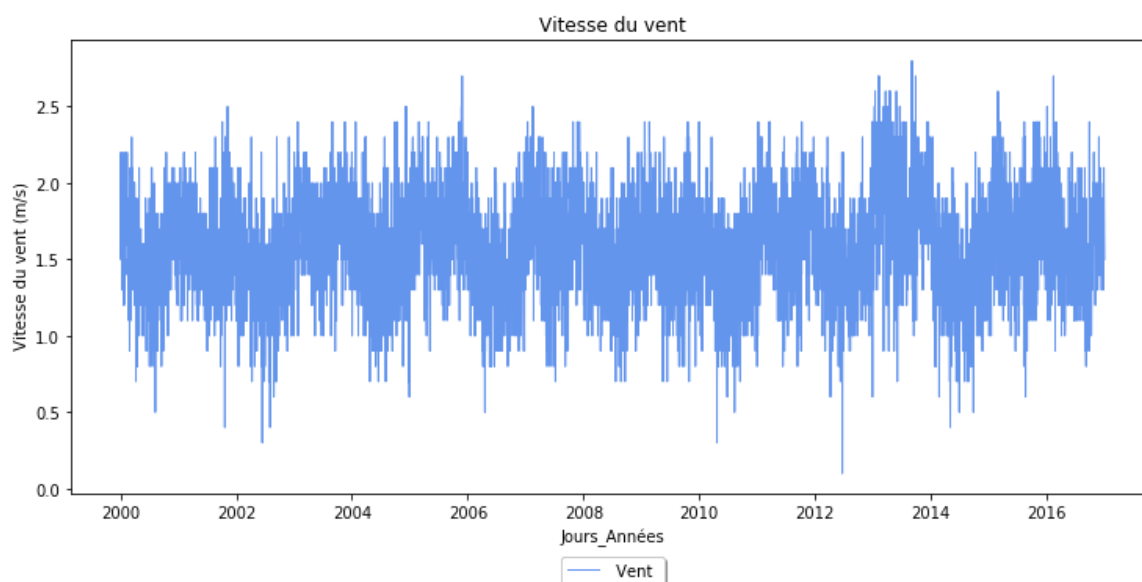


Figure 25. Série journalière de la vitesse du vent mesurée par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.

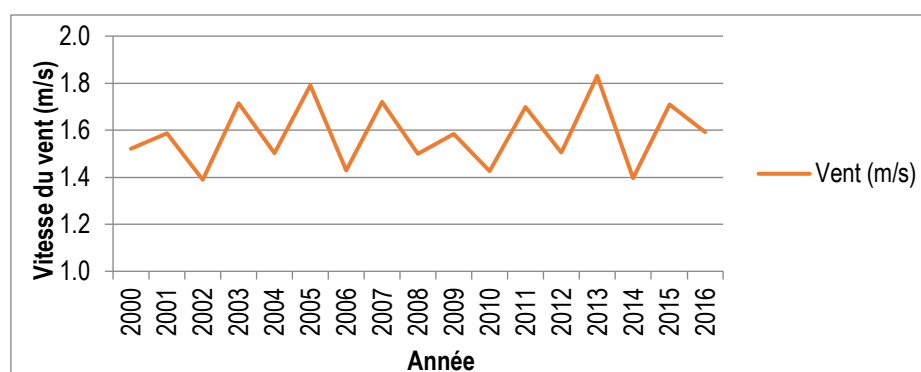


Figure 26. Evolution interannuelle de la vitesse du vent mesurée par la station météorologique de Savè de 2000 à 2016.

Les valeurs les plus élevées supérieures de la vitesse du vent sont obtenues en saison sèche (novembre-mars) et les plus faibles en saison humide (avril-octobre). Ces valeurs extrêmes [supérieures et inférieures] sont de l'ordre de [2,1 m/s et 1 m/s]. Il n'est observé aucune tendance dans l'évolution de l'insolation moyenne annuelle entre 2000 et 2016.

4.2. Estimation de l'évapotranspiration potentielle

4.2.1. Evapotranspiration potentielle journalière par la méthode FAO56-PM

Les résultats de l'ETP déterminée avec l'équation de FAO56-PM sur base des données météorologiques collectées entre 2000 et 2016 sont présentés sur la figure 27. L'analyse de cette figure révèle la variation saisonnière attendue au vu de l'évolution saisonnière des variables météorologiques. L'ETP atteint ses valeurs maximales (de l'ordre de 6 mm/jour) en saison sèche (novembre à mars) (plus venteuse, plus chaude et moins humide) et ses valeurs minimales (de l'ordre 2,2 mm/jour) en saison humide. De manière générale, le Bassin Moyen de l'Ouémé est caractérisé par une demande évaporative de l'air beaucoup plus importante en saison sèche marquée par ailleurs par une absence de précipitation. Le bilan hydrique du bassin en saison sèche serait sans doute négatif.

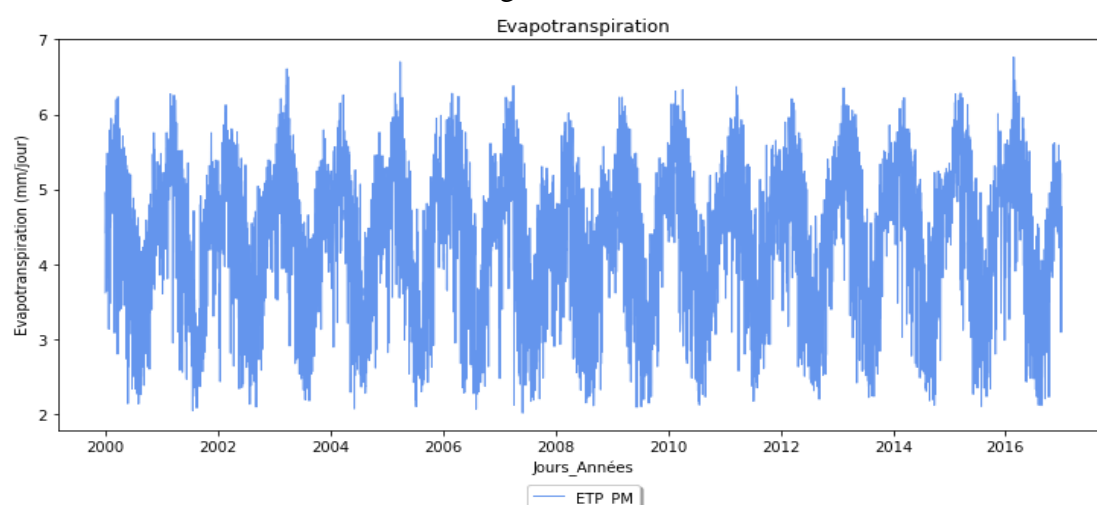


Figure 27. Série journalière de l'évapotranspiration potentielle estimée à partir de l'équation de la FAO56-PM sur les variables météorologiques entre 2000 à 2016.

4.2.2. Comparaison des différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration

Les résultats obtenus, par l'application des différentes formules d'estimation de l'ETP mensuelle sont illustrés par les figures 28 et 29. L'analyse comparative des valeurs de l'ETP permet d'observer que :

- pour toutes les méthodes, les valeurs mensuelles (Figure 28) les plus faibles de l'ETP sont obtenues en pleine saison pluvieuse (mai à octobre) avec un pic bas en septembre et pour le reste de l'année notamment en saison sèche, les valeurs de l'ETP sont les plus élevées avec un pic en février-mars ;
- les valeurs annuelles de l'ETP (Figure 29) estimée avec les méthodes de Thornthwaite et de Blaney sont nettement supérieures à celles de l'ETP FAO56-PM, ce qui permet d'affirmer que ces deux méthodes (Thornthwaite et Blaney), ont tendance à surestimer les valeurs d'évapotranspiration par rapport à la méthode FAO56-PM ;
- par contre, les valeurs annuelles de l'ETP (Figure 29) estimée avec la méthode de Turc sont très proches de celles de l'ETP FAO56-PM. En effet, cette méthode (Turc) sous-estime légèrement les valeurs de l'ETP par rapport à la méthode FAO56-PM.

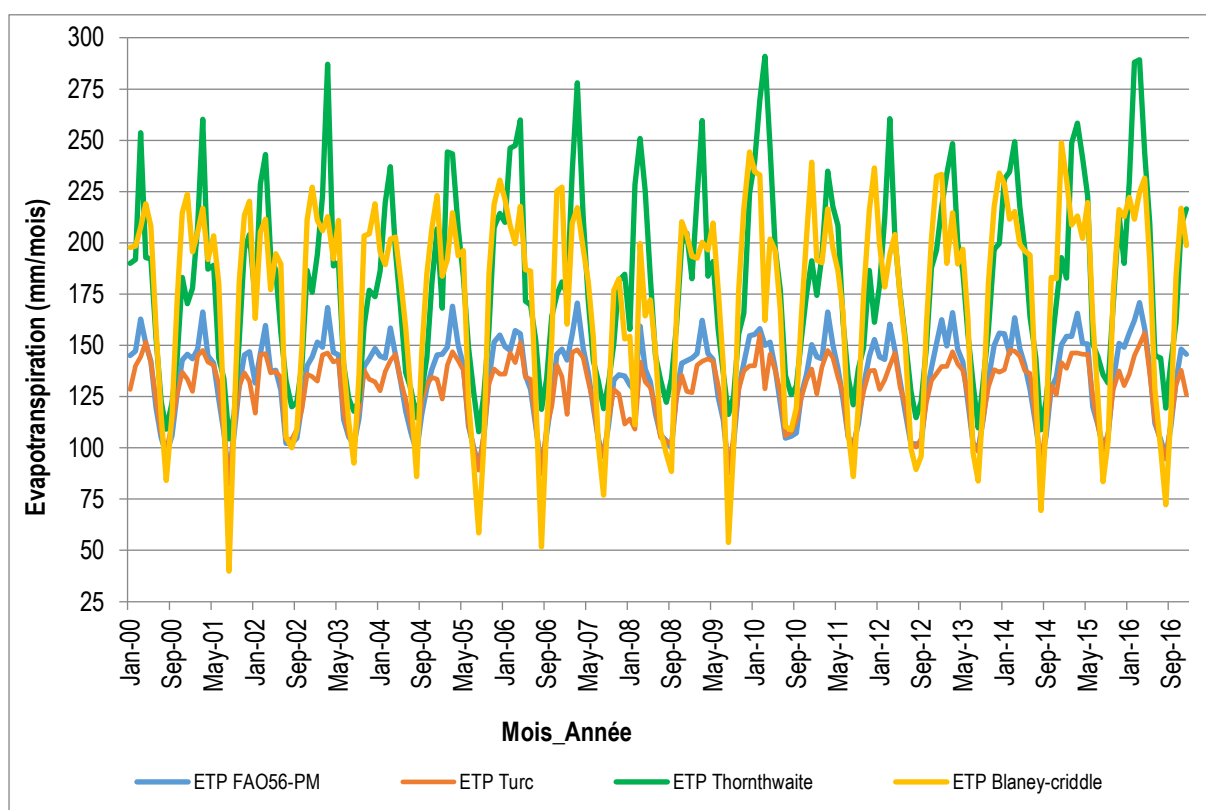


Figure 28. Séries mensuelles de l'évapotranspiration de référence estimée à partir de différentes méthodes entre 2000 à 2016.

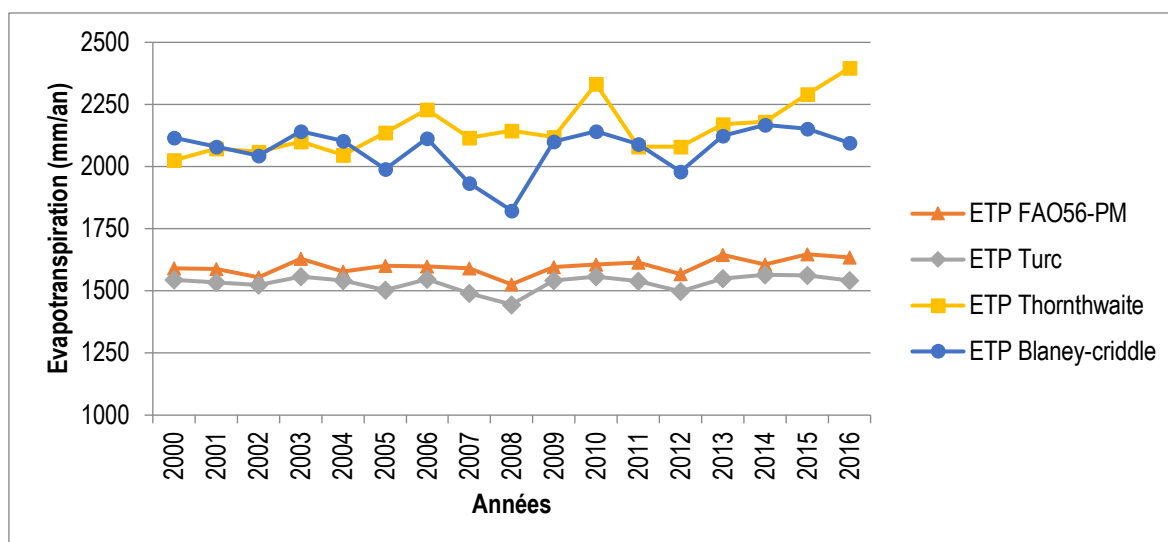
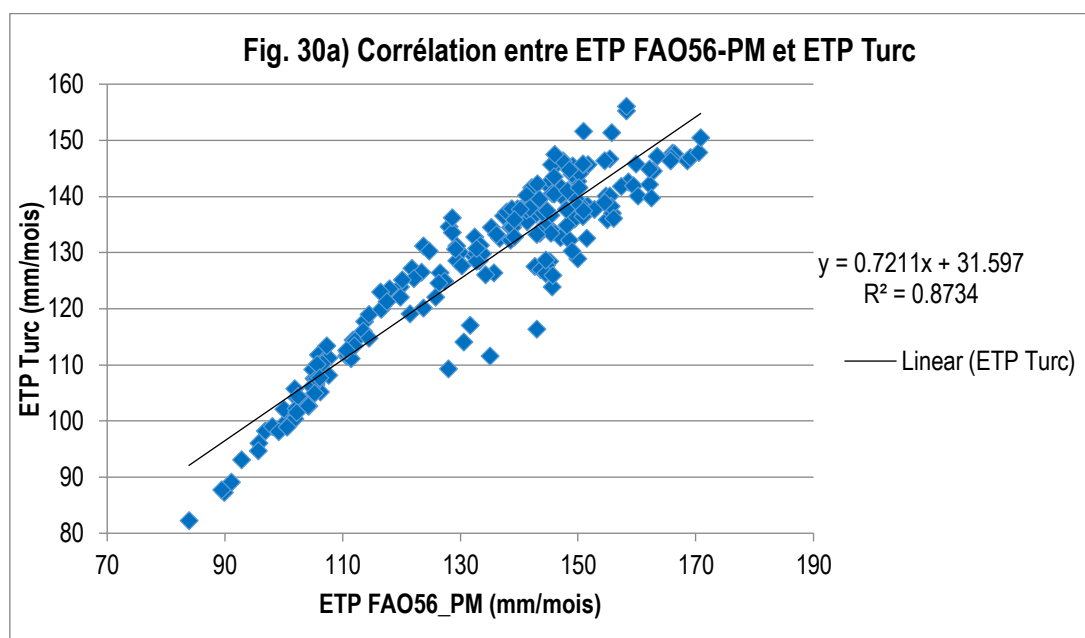


Figure 29. Evolution interannuelle des ETP obtenues à partir de différentes méthodes entre 2000 à 2016.

4.2.3. Corrélation entre l'ETP FAO56-PM et les autres méthodes

A partir des relations entre l'ETP FAO56-PM et celle estimée à partir des différentes formules, il apparaît une bonne corrélation entre celle-ci et celle obtenue par l'application du modèle de Turc (coefficient de corrélation $> 0,9$) (Figure 30a). Par contre, la corrélation est assez moyenne avec les ETP obtenues à partir des méthodes de Thornthwaite et Blaney-Cridle, (coefficient de corrélation $< 0,7$) (Figures 30b et 30c).



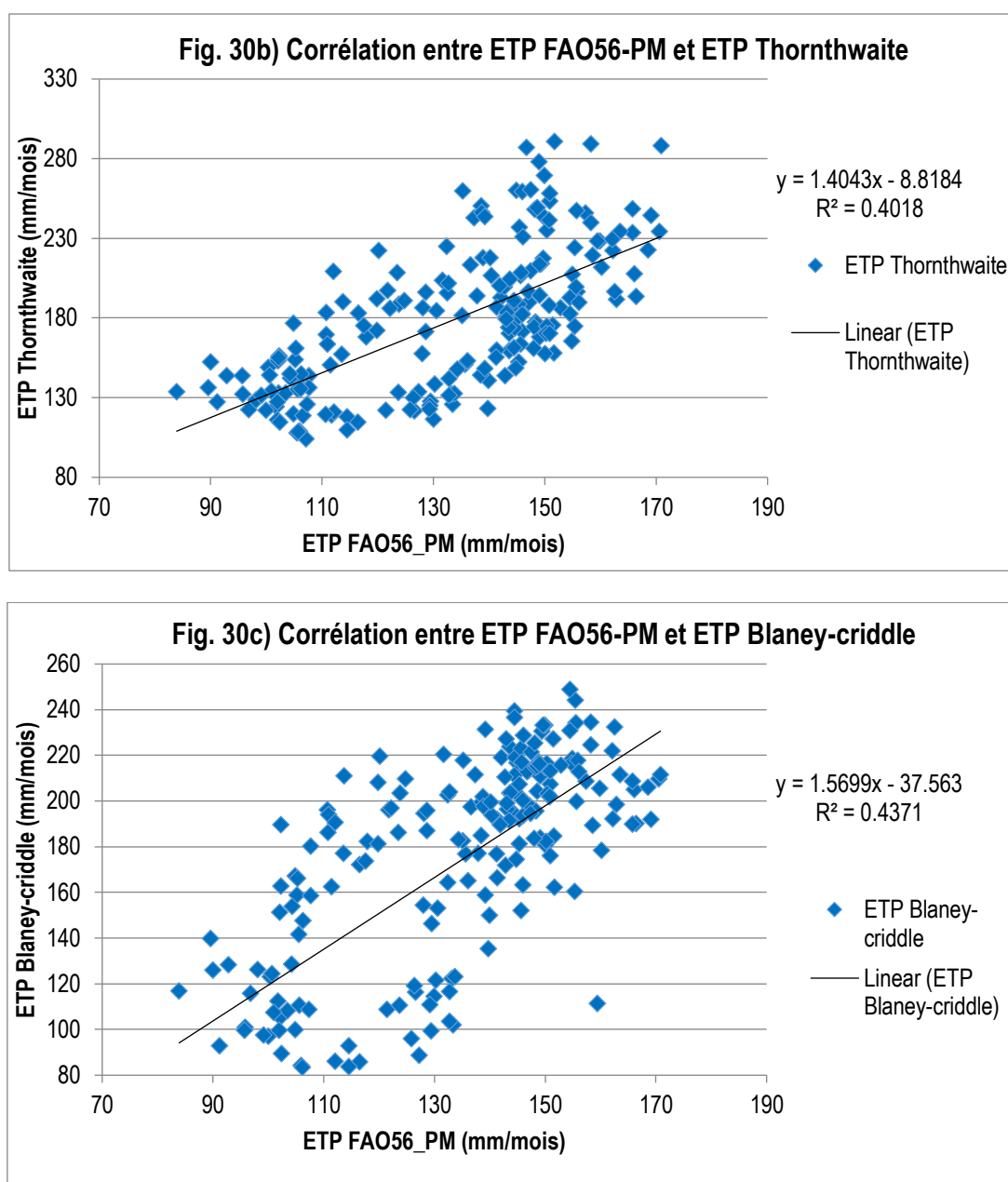


Figure 30. Courbes des corrélations des ETP obtenues par les différentes méthodes par rapport à la méthode FAO56-PM.

Par ailleurs, les résultats des écarts par rapport à la méthode FAO56-PM sont présentés dans le tableau 4. D'après ce tableau, la méthode de Turc présente l'erreur quadratique moyenne (RMSE) la plus faible soit 70,3 mm/an. Par contre les méthodes de Blaney-Criddle et de Thornthwaite donnent des RMSE élevées soit respectivement 142 mm/an et 627,6 mm/an.

On peut donc conclure au vu de ces résultats que la méthode de Turc estime aussi bien l'ETP que la méthode FAO56-PM dans le Bassin Moyen de l'Ouémé mais avec des valeurs légèrement plus faibles. Par contre, les méthodes de Blaney-Criddle et de Thornthwaite surestiment l'ETP avec des valeurs assez élevées par rapport à la méthode FAO56-PM.

Tableau 4. Ecart mensuels moyens des valeurs d'ETP obtenues avec les différentes méthodes d'estimation comparées à celle de FAO56-PM.

Année	Ecart par rapport à l'ETP FAO56-PM (mm)			Carré des écarts par rapport à l'ETP FAO56-PM (mm ²)		
	<i>Ecart Turc</i>	<i>Ecart Thornthwaite</i>	<i>Ecart Blaney-Criddle</i>	<i>Ecart² Turc</i>	<i>Ecart² Thornthwaite</i>	<i>Ecart² Blaney-Criddle</i>
2000	46,5	-481,0	-90,5	2 159,5	231 313,0	8 197,6
2001	54,6	-539,5	-5,3	2 980,4	291 042,8	28,6
2002	32,1	-535,2	14,9	1 032,7	286 462,0	223,0
2003	71,1	-542,5	-42,5	5 058,2	294 320,9	1 802,6
2004	36,6	-504,7	-57,6	1 341,2	254 701,1	3 314,0
2005	97,5	-633,0	146,6	9 514,6	400 741,1	21 496,9
2006	50,6	-681,2	115,5	2 558,6	464 049,5	13 336,4
2007	100,8	-627,1	183,5	10 154,3	393 315,7	33 675,6
2008	81,2	-698,7	320,3	6 599,8	488 147,6	102 594,6
2009	55,0	-578,4	19,7	3 023,2	334 559,2	388,7
2010	48,1	-774,2	191,1	2 311,4	599 453,8	36 531,9
2011	73,4	-541,6	-8,5	5 381,4	293 321,1	71,5
2012	70,3	-583,1	101,1	4 945,2	339 984,3	10 230,9
2013	95,6	-619,3	45,1	9 137,1	383 515,7	2 034,3
2014	40,7	-615,0	12,1	1 658,9	378 212,7	146,5
2015	85,4	-728,6	137,4	7 293,2	530 929,0	18 875,1
2016	94,6	-855,8	300,1	8 940,0	732 352,3	90 077,8
Carré moyen des erreurs (MSE)				4 946,4	393 907,2	20 178,0
Erreur quadratique moyenne (RMSE)				70,3	627,6	142,0

4.3. Estimation des évapotranspirations réelle et potentielle à partir du produit MOD16A2.006

4.3.1. Variabilité spatiale des ETR et ETP estimées

Les séries journalières d'ETR et d'ETP estimées sur l'ensemble des images disponibles sont présentées sur les figures 31 et 32 (pour avoir plus d'informations, consulter en Annexes 2.1. et 2.2. les séries mensuelles).

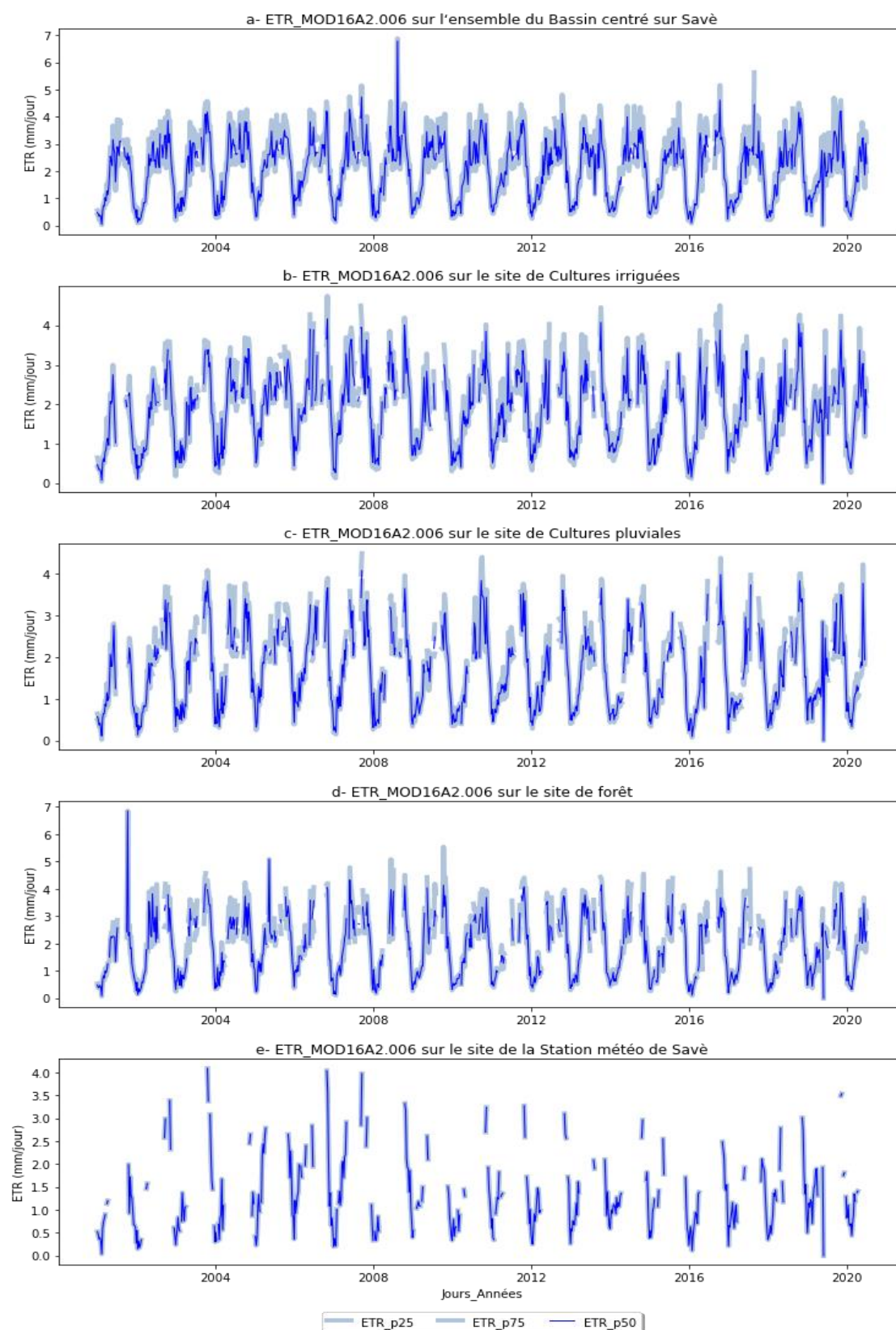


Figure 31. Série journalière de l'évapotranspiration réelle estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2020.

La médiane spatiale (50^{ème} percentile.) des valeurs prises par les pixels composant chaque site est représentée en bleu foncé. La zone bleue ciel reprend les 25^{ème} et 75^{ème} percentiles des valeurs prises par les pixels de chaque site.

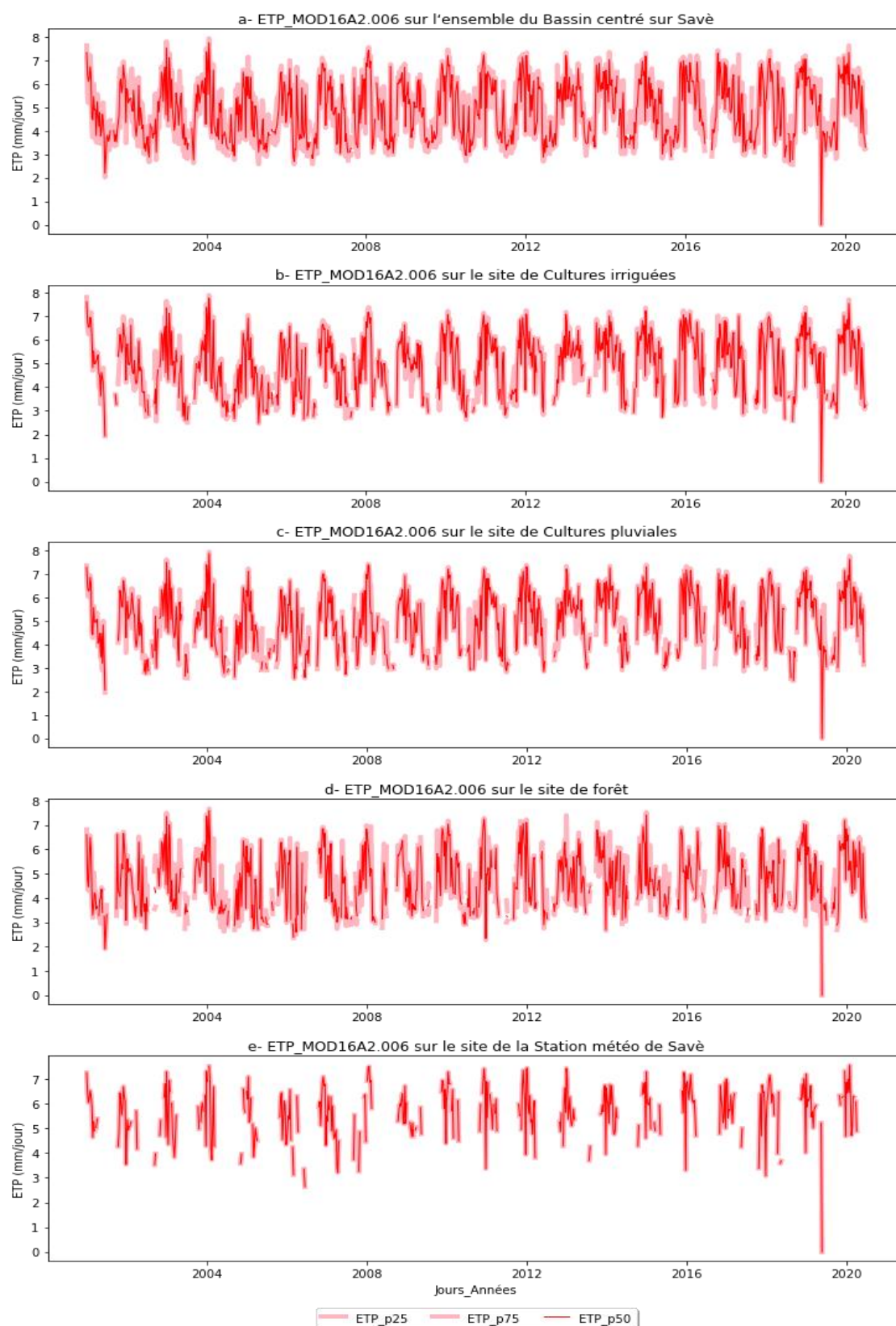


Figure 32. Série journalière de l'évapotranspiration potentielle estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2020.

La médiane spatiale (50^{ème} percentile.) des valeurs prises par les pixels composant chaque site est représentée en bleu foncé. La zone bleue ciel reprend les 25^{ème} et 75^{ème} percentiles des valeurs prises par les pixels de chaque site.

Ces graphiques présentent les médianes spatiales des valeurs d'ETR et d'ETP de tous les pixels composant chaque site. Les valeurs d'ETR et d'ETP associées aux 25^{ème} et 75^{ème} percentiles bordent la courbe de la médiane, ce qui permet d'apprécier la variabilité spatiale des résultats de chaque site. Comme nous pouvons le constater, tous les sites présentent une faible variabilité spatiale des valeurs prises par leurs pixels (confirmée avec les statistiques du Tableau 5) (pour avoir plus d'informations, consulter en Annexes 2.4., 2.5. et 2.6. les statistiques sur les ET mensuelles et annuelles et sur les données manquantes).

Ainsi, pour l'ETR, c'est l'ensemble du Bassin Moyen de l'Ouémé qui présente la plus grande variabilité spatiale avec 50 % des valeurs de ses pixels s'approchant de la médiane à $\pm 0,3$ mm/jour près, suivi des sites de cultures pluviales et de forêt avec 50 % des valeurs de leurs pixels s'approchant de la médiane à $\pm 0,2$ mm/jour près, du site de cultures irriguées avec 50 % des valeurs de ses pixels s'approchant de la médiane à $\pm 0,25$ mm/jour près. Bien évidemment, pour le site de la station météorologique, on obtient les données d'un seul pixel ; les 25^{ème}, 50^{ème} (médiane) et 75^{ème} percentiles sont alors confondus.

Pour l'ETP, c'est l'ensemble du Bassin Moyen de l'Ouémé qui présente la plus grande variabilité spatiale avec 50 % des valeurs de ses pixels s'approchant de la médiane à $\pm 0,4$ mm/jour près, suivi successivement des sites de forêt, de cultures irriguées et de cultures pluviales avec 50 % des valeurs de leurs pixels s'approchant de la médiane respectivement à $\pm 0,3$; $\pm 0,2$ et $\pm 0,15$ mm/jour près. Bien évidemment, pour le site de la station météorologique, on obtient les données d'un seul pixel, la médiane, les 25^{ème}, 50^{ème} (médiane) et 75^{ème} percentiles sont alors confondus.

Tableau 5. Statistiques sur l'évapotranspiration journalière estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2020.

ET (mm/jour) dans le Bassin Moyen de l'Ouémé							ET (mm/jour) sur le site de cultures irriguées					
	<i>ETR25</i>	<i>ETR50</i>	<i>ETR75</i>	<i>ETP25</i>	<i>ETP50</i>	<i>ETP75</i>	<i>ETR25</i>	<i>ETR50</i>	<i>ETR75</i>	<i>ETP25</i>	<i>ETP50</i>	<i>ETP75</i>
count	867	867	867	867	867	867	768	768	768	768	768	768
mean	1,8	2,1	2,4	4,5	4,9	5,3	1,6	1,9	2,1	4,7	4,9	5,1
std	0,9	1,0	1,2	1,2	1,2	1,2	0,8	0,9	1,0	1,3	1,2	1,2
min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
25%	0,9	1,1	1,3	3,5	3,8	4,3	0,9	1,1	1,3	3,6	3,8	4,1
50%	2,0	2,3	2,6	4,3	4,9	5,3	1,7	2,0	2,1	4,7	5,0	5,2
75%	2,4	2,9	3,3	5,5	5,9	6,2	2,2	2,5	2,8	5,8	5,9	6,1
max	6,7	6,8	6,9	7,5	7,8	7,9	3,8	4,2	4,8	7,6	7,8	7,9
ET (mm/jour) sur le site de cultures pluviales							ET (mm/jour) sur le site forestier					
	<i>ETR25</i>	<i>ETR50</i>	<i>ETR75</i>	<i>ETP25</i>	<i>ETP50</i>	<i>ETP75</i>	<i>ETR25</i>	<i>ETR50</i>	<i>ETR75</i>	<i>ETP25</i>	<i>ETP50</i>	<i>ETP75</i>
count	744	744	744	744	744	744	697	697	697	697	697	697
mean	1,5	1,7	1,9	4,8	4,9	5,1	1,7	1,9	2,1	4,4	4,7	5,0
std	0,9	0,9	1,0	1,3	1,3	1,2	1,0	1,1	1,2	1,2	1,2	1,1
min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
25%	0,8	0,9	1,0	3,7	3,8	4,2	0,8	0,9	1,0	3,5	3,7	4,0
50%	1,5	1,7	1,8	4,8	5,0	5,2	1,8	2,0	2,1	4,2	4,6	5,0
75%	2,2	2,4	2,6	5,9	6,0	6,1	2,4	2,7	3,1	5,2	5,6	5,9
max	3,8	4,1	4,5	7,8	7,9	8,0	6,9	6,9	6,9	7,5	7,6	7,7

ET (mm/jour) sur le site de la station météo						
	ETR25	ETR50	ETR75	ETP25	ETP50	ETP75
count	439	439	439	439	439	439
mean	1,4	1,4	1,4	5,4	5,4	5,4
std	0,9	0,9	0,9	1,2	1,2	1,2
min	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
25%	0,7	0,7	0,7	4,7	4,7	4,7
50%	1,3	1,3	1,3	5,6	5,6	5,6
75%	2,1	2,1	2,1	6,3	6,3	6,3
max	4,1	4,1	4,1	7,6	7,6	7,6

ETR25 = médianes spatiales des valeurs d'ETR, ETR50 = 25^{ème} percentiles des valeurs d'ETR, ETR75 = 75^{ème} percentiles des valeurs d'ETR, ETP25 = médianes spatiales des valeurs d'ETP, ETP50 = 25^{ème} percentiles des valeurs d'ETP, ETP75 = 75^{ème} percentiles des valeurs d'ETP.

4.3.2. Variabilité interannuelle des ETR et ETP estimées

L'évolution interannuelle des médianes spatiales des valeurs d'ETR et d'ETP estimées à partir du produit MOD16A2.006 sont présentées sur la figure 33.

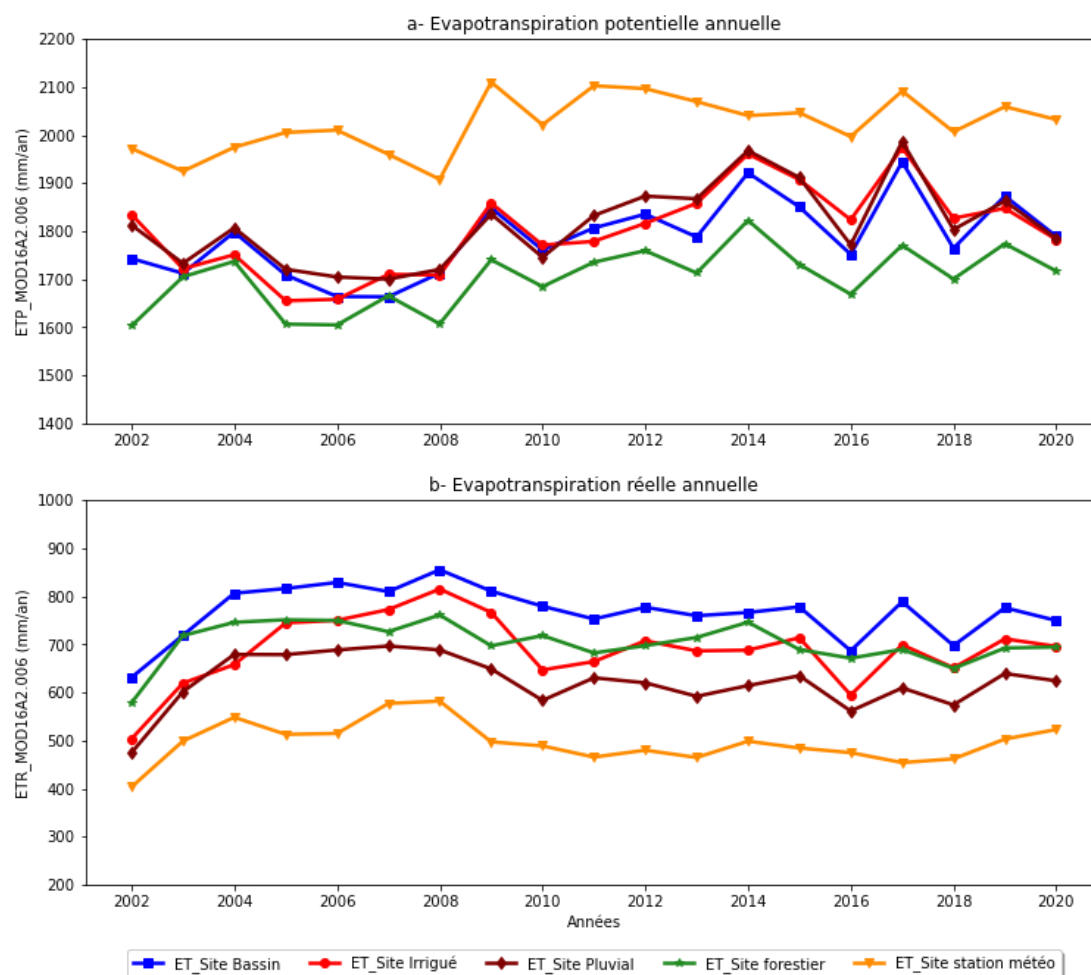


Figure 33. Evolution interannuelle des évapotranspirations potentielle et réelle estimées à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.

Comme nous pouvons le constater, la variabilité interannuelle des médianes spatiales des valeurs d'ETR et d'ETP est faible pour tous les sites. Cependant, pour l'ETP, il se dégage une légère tendance à la hausse entre 2001 et 2019.

Pour l'ETR, c'est l'ensemble du Bassin Moyen de l'Ouémé qui présente la valeur moyenne la plus élevée (768,3 mm/an), suivi successivement des sites de forêt, de cultures irriguées, de cultures pluviales, de la station météorologique avec des valeurs moyennes de la médiane respectivement de 704,3 ; 689,3 ; 623,6 et 496,9 mm/an (Tableau 6).

Pour l'ETP, c'est le site de la station météorologique qui présente la valeur moyenne la plus élevée (2022,6 mm/an), suivi successivement des sites de cultures pluviales, de cultures irriguées, du Bassin Moyen de l'Ouémé et du site de forêt avec des valeurs moyennes de la médiane respectivement de 1812,8 ; 1802,5 ; 1786,2 et 1702,6 mm/an (Tableau 6).

Tableau 6. Statistiques sur l'évapotranspiration annuelle estimée sur les valeurs de la médiane spatiale à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.

ET (mm/an) dans le Bassin			ET (mm/an) sur le site de cultures irriguées		ET (mm/an) sur le site de cultures pluviales		ET (mm/an) sur le site forestier		ET (mm/an) sur le site de la Station météo	
	<i>ETR</i>	<i>ETP</i>	<i>ETR</i>	<i>ETP</i>	<i>ETR</i>	<i>ETP</i>	<i>ETR</i>	<i>ETP</i>	<i>ETR</i>	<i>ETP</i>
count	19	19	19	19	19	19	19	19	19	19
mean	768,3	1786,2	689,3	1802,5	623,6	1812,8	704,3	1702,6	496,9	2022,6
std	54,2	79,1	70,8	90,3	54,2	84,6	42,9	63,6	42,5	58,5
min	631,7	1663,6	503,9	1655,3	475,1	1700,2	579,0	1603,2	403,8	1908,0
25%	751,7	1728,1	654,9	1736,6	597,1	1739,5	689,8	1667,3	470,5	1985,9
50%	777,7	1788,0	696,3	1816,4	624,6	1807,0	697,7	1713,1	497,6	2021,6
75%	808,5	1842,0	729,6	1853,0	664,3	1865,2	736,6	1739,0	514,2	2064,4
max	855,6	1944,4	815,5	1973,6	697,0	1986,6	761,6	1822,6	582,4	2110,1

4.3.3. Variabilité saisonnière des *ETR* et *ETP* estimées

L'évolution saisonnière des médianes spatiales des valeurs d'ETR et d'ETP estimées à partir du produit MOD16A2.006 sont présentées sur la figure 34.

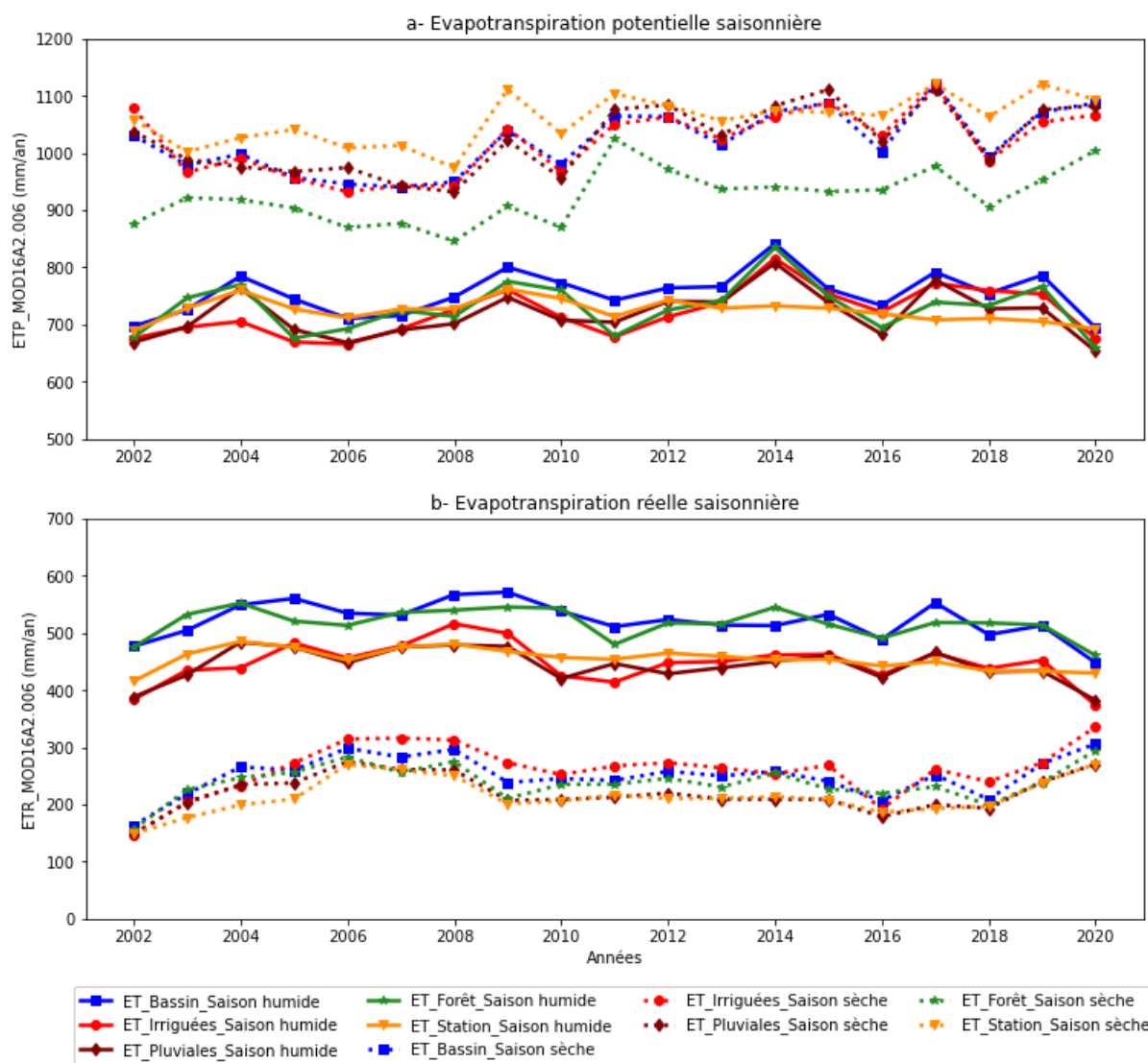


Figure 34. Evolution saisonnière des évapotranspirations potentielle et réelle estimées à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.

Cette figure révèle que la variabilité saisonnière des médianes spatiales des valeurs d'ETR et d'ETP est très marquée sur tous les sites.

Ainsi, les valeurs d'ETR en saison humide (mai à octobre) est de l'ordre de 500-550 mm/an pour l'ensemble du Bassin Moyen de l'Ouémé et du site de forêt et de l'ordre de 400-450 mm/an pour les autres sites. En saison sèche (novembre à avril), les valeurs d'ETR sont de l'ordre de 200-250 mm/an pour tous les sites.

Les valeurs d'ETP en saison sèche est de l'ordre de 900-950 mm/an pour le site de forêt et de l'ordre de 1000-1050 mm/an pour les autres sites. En saison humide, les valeurs d'ETP sont de l'ordre de 700 mm/an pour tous les sites.

4.3.4. Comparaison des méthodes FAO56-PM et MOD16A2 d'estimation de l'ETP

Cette rubrique vise à porter un regard critique sur les apports et limites de chaque méthode. Pour ce faire, les valeurs d'ETP_MOD16A2.006 sont extraites précisément sur le pixel couvrant la station de météorologie de Savè. Les moyennes journalières interannuelles sont présentées sur la figure 35 (pour avoir plus d'informations, consulter en Annexe 2.3 les séries journalières).

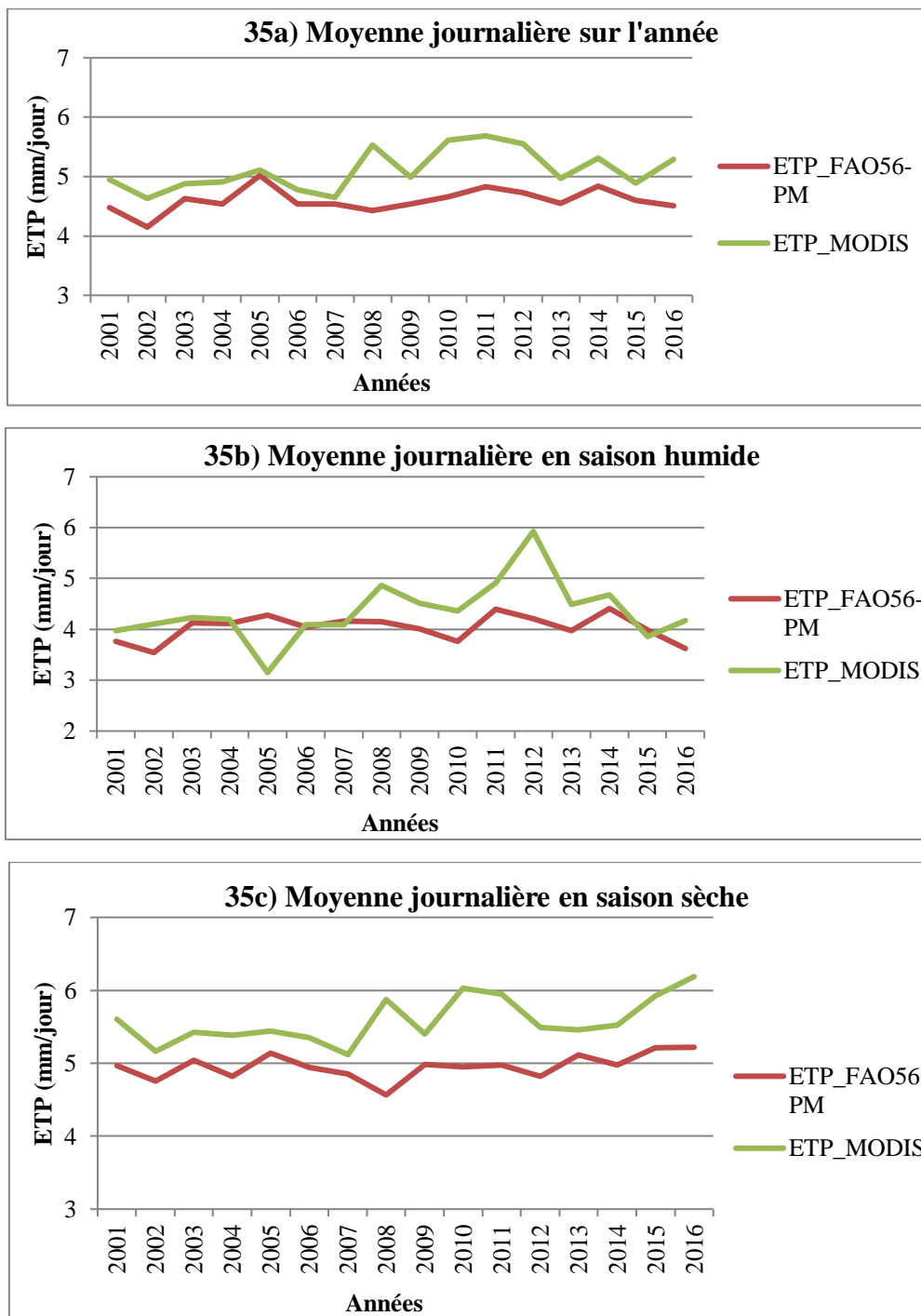


Figure 35. Evolution interannuelle des ETP obtenues avec la méthode de FAO56-PM et celle basée sur le produit MOD16A2.006.

Bien que la méthode de FAO56-PM semble sous-estimer de façon générale les valeurs d'ETP comparativement à la méthode basée sur le produit MOD16A2.006, les séries journalières issues des deux méthodes suivent la même dynamique interannuelle avec une légère tendance à la hausse. Cette surestimation est de l'ordre de 0,5 ; 0,3 et 0,6 mm/jour respectivement sur l'année, en saison humide et en saison sèche (Tableau 7). La RMSE est de 0,6 ; 0,6 et 0,7 mm/jour respectivement sur l'année, en saison humide et en saison sèche.

Tableau 7. Comparaison des statistiques sur l'évapotranspiration journalière estimée à partir de l'équation FAO56-PM et du produit MOD16A2.006 entre 2001 et 2016.

Année	Sur l'année				En saison humide				En saison sèche			
	ETP_PM	ETP_MOD	E	E ²	ETP_PM	ETP_MOD	E	E ²	ETP_PM	ETP_MOD	E	E ²
2001	4,48	4,95	-0,47	0,22	3,76	3,97	-0,21	0,05	4,96	5,60	-0,64	0,41
2002	4,15	4,63	-0,48	0,23	3,54	4,10	-0,55	0,31	4,75	5,17	-0,41	0,17
2003	4,63	4,88	-0,26	0,07	4,13	4,23	-0,10	0,01	5,04	5,43	-0,39	0,15
2004	4,54	4,91	-0,37	0,14	4,12	4,19	-0,08	0,01	4,82	5,39	-0,57	0,32
2005	5,02	5,11	-0,09	0,01	4,28	3,15	1,13	1,28	5,14	5,44	-0,30	0,09
2006	4,53	4,78	-0,24	0,06	4,05	4,09	-0,04	0,00	4,94	5,36	-0,41	0,17
2007	4,54	4,65	-0,12	0,01	4,16	4,10	0,06	0,00	4,85	5,12	-0,26	0,07
2008	4,42	5,54	-1,11	1,23	4,14	4,86	-0,72	0,52	4,57	5,87	-1,31	1,71
2009	4,54	4,99	-0,46	0,21	4,00	4,51	-0,51	0,26	4,98	5,40	-0,41	0,17
2010	4,66	5,61	-0,96	0,92	3,76	4,37	-0,60	0,36	4,95	6,03	-1,08	1,16
2011	4,83	5,69	-0,86	0,73	4,40	4,91	-0,51	0,26	4,97	5,94	-0,97	0,94
2012	4,73	5,55	-0,82	0,67	4,21	5,93	-1,72	2,95	4,82	5,49	-0,67	0,45
2013	4,55	4,97	-0,43	0,18	3,98	4,49	-0,51	0,26	5,12	5,46	-0,34	0,12
2014	4,84	5,31	-0,48	0,23	4,41	4,68	-0,27	0,07	4,98	5,52	-0,54	0,30
2015	4,60	4,89	-0,29	0,08	3,99	3,85	0,13	0,02	5,21	5,92	-0,71	0,51
2016	4,51	5,29	-0,78	0,61	3,62	4,17	-0,55	0,30	5,22	6,19	-0,97	0,94
Moyenne	4,60	5,11	-0,51	0,35	4,03	4,35	-0,32	0,42	4,96	5,58	-0,62	0,48
RMSE	0,6				0,6				0,7			

E = Ecart (mm), E^2 = Carré des écarts (mm²), RMSE = Erreur quadratique moyenne (mm)

4.3.5. Calcul de la fraction de l'évapotranspiration (coefficients culturaux)

Dans cette rubrique, les valeurs d'ETR sont divisées par celles d'ETP obtenus par imagerie MODIS, ce qui permet d'avoir un aperçu de l'évolution de la fraction de l'évapotranspiration (F_{ET}). Cette fraction correspond au produit « Coefficient cultural (K_C) x Coefficient de stress (K_S) » généralement utilisés en agriculture.

Les résultats (Figures 36 et 37, Tableau 8) montrent que la F_{ET} diminue sur tous les sites pour atteindre des valeurs minimales de l'ordre de 0,4 durant la saison sèche où l'importance du stress hydrique (valeurs très faibles de K_S) cause la sénescence de la végétation. Par contre, pendant la saison humide où la végétation croît et se densifie, la F_{ET} aussi augmente pour atteindre des valeurs maximales de l'ordre de 0,8 correspondant à des valeurs maximales K_S (K_S étant égal à 1 à saturation du sol).

Logiquement, en saison sèche, les valeurs de la F_{ET} sont légèrement plus élevées au niveau des sites de forêt et de cultures irriguées où le stress hydrique est moins important.

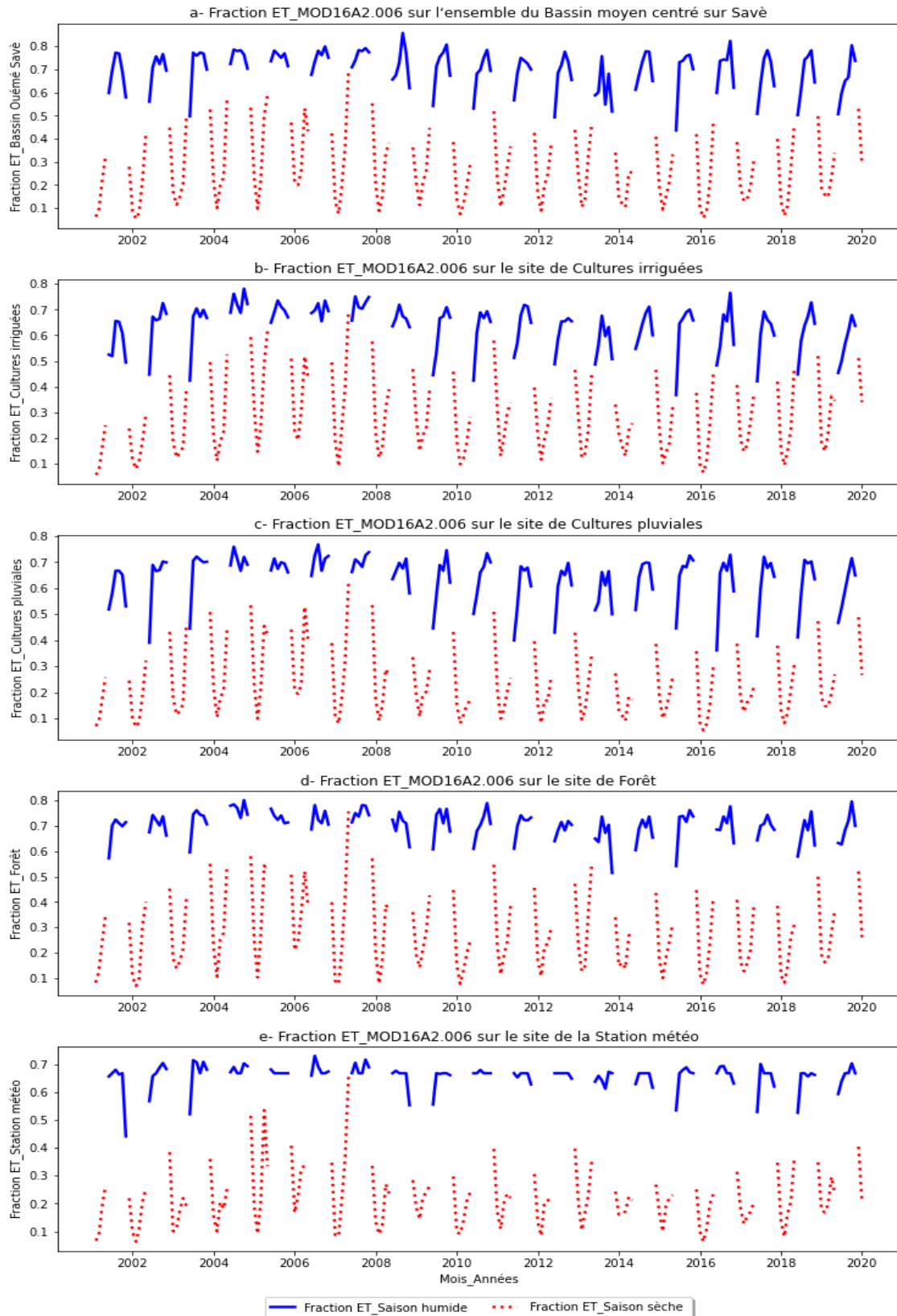


Figure 36. Evolution saisonnière de la moyenne mensuelle de la fraction de l'évapotranspiration (F_{ET}) estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.

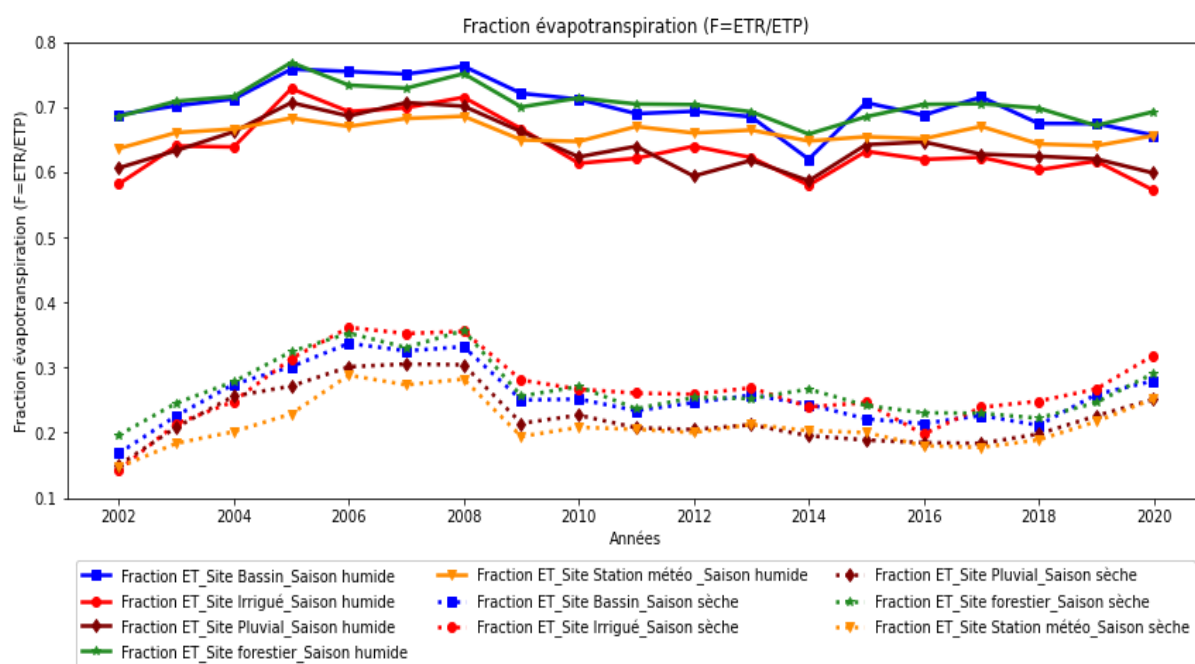


Figure 37. Evolution saisonnière de la moyenne annuelle de la fraction de l'évapotranspiration (F_{ET}) estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.

Tableau 8. Statistiques saisonnières sur la fraction de l'évapotranspiration (F_{ET}) mensuelle estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.

	F _{ET} en saison humide					F _{ET} en saison sèche				
	Bassin	Cultures irriguées	Cultures pluviales	Forêt	Station météo	Bassin	Cultures irriguées	Cultures pluviales	Forêt	Station météo
count	114	114	114	114	114	114	114	114	114	114
mean	0,70	0,64	0,64	0,71	0,66	0,26	0,27	0,23	0,27	0,22
std	0,09	0,09	0,09	0,05	0,04	0,15	0,15	0,13	0,15	0,10
min	0,44	0,37	0,36	0,52	0,44	0,05	0,06	0,05	0,07	0,06
25%	0,66	0,60	0,61	0,68	0,67	0,14	0,15	0,13	0,15	0,15
50%	0,73	0,66	0,67	0,71	0,67	0,22	0,23	0,19	0,24	0,21
75%	0,77	0,69	0,70	0,74	0,67	0,38	0,39	0,30	0,39	0,26
max	0,86	0,78	0,77	0,80	0,73	0,69	0,70	0,62	0,76	0,66

4.4. Discussions générales

4.4.1. Comparaison des méthodes d'estimation de l'évapotranspiration potentielle

Les résultats obtenus ont révélé que la méthode de Turc estime aussi bien l'ETP que la méthode FAO56-PM dans le Bassin Moyen de l'Ouémé mais avec des valeurs légèrement plus faibles. Ces résultats sont conformes à ceux obtenus par Teteka Mutondo et *al.*, (2018) en RD Congo et Bouteldjaoui et *al.* (2012) dans la région de Djelfa en Algérie. Bouteldjaoui et *al.* (2012) et Damagnez et *al.* (1963) ont souligné qu'à l'échelle mensuelle, l'estimation de l'ETP par la méthode de Penman-Monteith conduit à une meilleure approximation de cette composante. Par ailleurs, Damagnez et *al.* (1963) ont trouvé que la formule de Turc donne une estimation correcte mais les valeurs mensuelles sont encore imprécises. Pour Riquier (1963), la formule de Penman-Monteith est la meilleure formule mais très longue à calculer et on ne possède pas toujours les éléments nécessaires. Quant à la formule de Turc, c'est une bonne formule, mais empirique, et ne tient pas assez compte de l'humidité de l'air en région aride. La similarité des résultats de ces deux formules peut s'expliquer aussi par le fait que la radiation solaire (surtout pour l'évaporation de l'eau libre) et le déficit de saturation de l'air (évapotranspiration des plantes) sont les éléments climatiques les plus importants.

Par contre, les résultats ont montré que les méthodes de Blaney-Criddle et de Thornthwaite surestiment l'ETP avec des valeurs assez élevées par rapport à la méthode FAO56-PM. Ces résultats sont contraires à ceux de Teteka Mutondo et *al.*, (2018) et Bouteldjaoui et *al.* (2012) qui ont trouvé que la méthode de Thornthwaite sous-estime considérablement l'ETP. Ces résultats, à priori contradictoires peuvent s'expliquer par la différence de température moyenne annuelle des différentes régions d'étude. En effet, l'équation de Thornthwaite fait intervenir uniquement la température, sans tenir compte des autres facteurs importants tels que la durée et l'intensité réelle de l'insolation et le vent. De ce fait, selon que les températures moyennes mensuelles de la région d'étude sont faibles ou élevées, la méthode de Thornthwaite sous-estime ou surestime considérablement l'ETP. Riquier (1963) a affirmé que les formules de Thornthwaite et de Blaney-Criddle, basées surtout sur la température de l'air, expriment très mal à Madagascar les variations mensuelles de l'évapotranspiration. Mais, la formule Thornthwaite est généralement valable en données annuelles et peut très bien servir pour l'établissement d'une carte climatique.

4.4.2. Variabilité spatiale des ETR et ETP estimées à partir du produit MOD16A2

Aussi bien pour l'ETR que pour l'ETP, tous les sites présentent une faible variabilité spatiale des valeurs prises par leurs pixels. Toutefois, c'est l'ensemble du bassin (4 742 km²) qui présente les plus fortes variabilités et la station de météorologie (0,25 km² = superficie d'un pixel) qui présente les plus faibles variabilités. Ainsi, la variabilité spatiale des valeurs prises par les pixels des sites semble être liée à leur taille. En effet, le nombre de pixel et l'hétérogénéité du site augmente avec son étendue. Cependant, le site forestier et celui de cultures irriguées présentent aussi des variabilités spatiales proches de celles du bassin. Cette situation peut être due à la présence de mosaïque de végétation (forêt parsemée de périmètres

cultivés) dans le cas du site forestier et de canaux d'irrigations dans le cas du site de cultures irriguées. Ces résultats sont conformes à ceux de Crombé (2019) qui a indiqué que la différence de variabilité spatiale des valeurs prises par les pixels des lagunes du Parc National de Palo Verde au Costa Rica pourrait témoigner de sources locales d'influences de l'ET liées aux canaux d'irrigations passant par certaines lagunes, ainsi qu'au nombreux petits estuaires formés par le fleuve.

4.4.3. Variabilité temporelle des ETR et ETP estimées à partir du produit MOD16A2

Variabilité à l'échelle interannuelle

Aussi bien pour l'ETR que pour l'ETP, la variabilité interannuelle des médianes spatiales des valeurs d'ETR et d'ETP est faible pour tous les sites. Cependant, pour l'ETP, il se dégage une légère tendance à la hausse entre 2001 et 2019. Cette tendance à une légère hausse de l'ET a été aussi observée par Crombé (2019) qui a souligné qu'il semblerait avoir une tendance une augmentation de l'ET des lagunes du Parc National de Palo Verde au Costa Rica entre 2001 et 2019.

Pour l'ETR, c'est l'ensemble du Bassin Moyen de l'Ouémé qui présente la valeur moyenne interannuelle la plus élevée, suivi successivement des sites de forêt, de cultures irriguées, de cultures pluviales et de la station météorologique. En effet, au niveau des sites de forêt et de cultures irriguées, du fait de la couverture du sol par la biomasse et de la pratique d'irrigation, la teneur en eau du sol est plus élevée comparativement aux autres sites surtout pendant la saison sèche qui est marquée par la quasi-absence de précipitations en saison sèche. En outre, au niveau du site forestier, les arbres, ayant des racines plus profondes, ont la possibilité de prélever l'eau en profondeur.

Quant à l'ETP, c'est la tendance inverse de l'ETR qui est observée puisque c'est le site de la station météorologique qui présente la valeur moyenne interannuelle la plus élevée, suivi successivement des sites de cultures pluviales, de cultures irriguées, du Bassin Moyen de l'Ouémé et du site de forêt.

Variabilité à l'échelle saisonnière

Comme nous l'avons constaté, la variabilité saisonnière des médianes spatiales des valeurs d'ETR et d'ETP est très marquée sur tous les sites. L'ETR est élevée durant les mois de saison humide et diminue durant la saison sèche. Par contre, l'ETP est élevée durant les mois de saison sèche et diminue durant la saison humide.

En saison humide (mai à octobre), les valeurs d'ETR sont plus élevées pour l'ensemble du Bassin Moyen de l'Ouémé et le site de forêt alors qu'en saison sèche (novembre à avril), les valeurs d'ETR sont du même ordre pour tous les sites. Par contre, en saison sèche, les valeurs d'ETP est plus faible pour le site de forêt alors qu'en saison humide, les valeurs d'ETP sont du même ordre pour tous les sites. Ces tendances sont en adéquation avec celles observées au niveau de la variabilité interannuelle et sont sous-tendues par les mêmes raisons notamment

par le fait que la présence de végétation et de canaux d'irrigation a pour effet de diminuer l'ETP et d'augmenter l'ETR.

Par ailleurs, en saison sèche, les ETP cumulées excèdent les précipitations cumulées au niveau de tous les sites, ce qui témoigne d'un déficit hydrique très important pour les plantes. Par contre, en saison humide, les ETP cumulées sont légèrement inférieures aux précipitations cumulées au niveau de tous les sites, ce qui témoigne de la bonne disponibilité en eau pour les plantes.

Crombé (2019) a trouvé des résultats similaires au niveau du Parc National de Palo Verde au Costa Rica où, affirme-t-il « les taux d'évapotranspirations cumulés en saison sèche excèdent les précipitations cumulées pour cette saison résultant probablement en un flux net de sortie d'eau de la zone (si l'on ne considère aucune autre source dans le bilan) ».

4.4.4. Comparaison des méthodes FAO56-PM et MOD16A2 d'estimation de l'ETP

Les résultats obtenus ont révélé que la méthode de FAO56-PM semble sous-estimer (de l'ordre de 0,5 mm/jour) de façon générale les valeurs d'ETP comparativement à la méthode basée sur le produit MOD16A2.006. La RMSE est de 0,6 mm/jour.

Cet écart acceptable entre les résultats des deux méthodes nous amène à considérer les résultats du produit MOD16A2.006 comme assez intéressants en termes d'efforts d'estimation et de portées temporelle et spatiale. La méthode basée sur le produit MOD16A2.006 peut valablement permettre de suivre les cycles annuels comme saisonniers, ainsi que certaines tendances d'évolution de l'ET au niveau du Bassin Moyen de l'Ouémé. En effet, selon Crombé (2019), bien que les valeurs du produit MOD16A2.006 soient estimées à partir d'un algorithme et d'observations indirectes, l'incertitude sur le produit (~20 %) ne diffère pas tellement d'autres méthodes d'estimation de l'ETR comme par exemple les systèmes d'Eddy-covariance ou la méthode du profil hydrique. Par ailleurs, les résultats obtenus sont similaires à ceux de Ruhoff et *al.* (2013) qui ont révélé que la comparaison entre les estimations MOD16 d'ET et les mesures au sol des flux d'énergie provenant à la fois de sites de covariance de la turbulence et d'un modèle hydrologique (MGB-IPH) dans le bassin de "Rio Grande" au Brésil a donné des valeurs de RMSE de 0,78 et 0,46 mm/jour. Ils ont identifié les erreurs de classification de l'occupation des sols et du couvert végétal comme la principale source d'erreur de l'algorithme MOD16. Ces estimations s'améliorent de manière significative lorsque les résultats sont intégrés sur des intervalles de temps mensuels ou annuels, ce qui suggère que l'algorithme a un potentiel pour le suivi spatial et temporel du processus d'ET, de manière continue et systématique, grâce à l'utilisation de données issues de la télédétection (Ruhoff et *al.*, 2013). Sheffield et *al.* (2010) ont aussi utilisé le produit MOD16 pour réaliser des estimations régionales de l'ET au Mexique. Les résultats ont montré une bonne représentativité de la variabilité spatiale et temporelle (Zhang et *al.*, 2016 ; Sheffield et *al.*, 2010).

Cependant, Souza et *al.* (2019) estiment que le produit MOD16 présentait une faible précision par rapport aux mesures expérimentales sur une rizière inondée, ce qui suggère que plus d'études sont nécessaires, afin de réduire les incertitudes liées aux conditions de couverture terrestre. En effet, la faiblesse principale de la méthode basée sur le produit MOD16A2.006 est liée à ses résolutions temporelle (8 jours) et spatiale (500 m) qui ne permettent pas des applications de terrain (au niveau des parcelles agricoles par exemple).

C'est dans le but de remédier cette insuffisance que l'ESA a développé une application logicielle open source (plugin Sen-ET_SNAP) pour une modélisation pré-opérationnelle précise de l'évapotranspiration instantanée (et d'autres flux d'énergie de surface terrestre) à des résolutions spatiales élevées (20 mètres) avec l'utilisation des observations provenant des satellites Sentinel-3 (moyenne résolution thermique et optique) et Sentinel-2 (optique et haute résolution) (ESA, 2020). Des informations complémentaires relatives à ce nouveau produit sont données en Annexe 4.

4.4.5. Calcul de la fraction de l'évapotranspiration (coefficients culturaux)

Les résultats montrent que la F_{ET} diminue sur tous les sites durant la saison sèche où le stress hydrique est important (valeurs très faibles de K_s). Par contre, en saison humide où le stress hydrique est moins important (valeurs élevées de K_s), la F_{ET} augmente. En outre, en saison sèche, les valeurs de la F_{ET} sont légèrement plus élevées au niveau des sites de forêt et de cultures irriguées où le stress hydrique est moins important comparativement aux autres sites.

En effet, durant la saison sèche, les ressources en eau diminuent jusqu'à atteindre un minimum en janvier-février. La F_{ET} devient alors faible, car le facteur de stress hydrique prend de l'importance. Par contre en saison humide, la disponibilité en eau augmente jusqu'à atteindre un maximum en juillet-août. La F_{ET} aussi augmente mais pas proportionnellement au K_s , car la contribution du K_c change avec la végétation (espèces et phase de croissance).

Crombé (2019) a trouvé des résultats similaires au niveau du Parc National de Palo Verde au Costa Rica où, affirme-t-il « La rapide diminution de la F_{ET} (et donc de l'ETR) visible en saison sèche (décembre à juin) est le produit d'un nouveau changement de couverture combiné à un stress hydrique croissant ».

CHAPITRE 5. CONCLUSION ET PERSPECTIVES

D'après les résultats obtenus, on peut conclure que la méthode de Turc estime aussi bien l'ETP que la méthode FAO56-PM dans le Bassin Moyen de l'Ouémé mais avec des valeurs légèrement plus faibles. Par contre, les méthodes de Blaney-Criddle et de Thornthwaite surestiment l'ETP avec des valeurs assez élevées par rapport à la méthode FAO56-PM. En outre, les valeurs d'ETR et d'ETP estimées à partir du produit satellitaire MOD16A2.006 varient selon les sites respectivement de 496,86 à 768,3 mm/an et 1702,59 à 2022,65 mm/an en moyenne. La variabilité interannuelle est généralement faible (les écarts-types sur les moyennes annuelles sont inférieures à 80 et 100 mm respectivement pour l'ETR et l'ETP). Cependant, on observe une tendance à une légère augmentation de l'ETP sur l'ensemble des sites entre 2001 et 2019. À l'échelle saisonnière, les résultats ont montré que la saison sèche est caractérisée par des valeurs d'ETR toujours inférieures et des valeurs d'ETP toujours supérieures à celle observées en saison humide.

En outre, la méthode de FAO56-PM semble sous-estimer (de l'ordre de 0,5 mm/jour) de façon générale les valeurs d'ETP comparativement à la méthode basée sur le produit MOD16A2.006. La méthode basée sur le produit MOD16A2.006 est intéressante et peut valablement permettre de suivre les cycles annuels comme saisonniers, ainsi que certaines tendances d'évolution de l'ET au niveau du Bassin Moyen de l'Ouémé. Cependant, la faiblesse principale de la méthode basée sur le produit MOD16A2.006 est liée à ses résolutions temporelle (8 jours) et spatiale (500 m) qui ne permettent pas des applications de terrain (au niveau des parcelles agricoles par exemple).

En guise de perspectives, une piste à explorer serait de procéder à la validation du produit MOD16A2.006 sur le Bassin Moyen de l'Ouémé pour pouvoir utiliser avec confiance son potentiel de suivi dans le long terme. Il serait aussi utile d'approfondir et d'établir un lien entre l'occupation du sol et l'ET. Des observations de l'évolution spatiale et temporelle de l'occupation du sol et de l'ET, au moyen de satellites dotés de capteurs à hautes résolutions spectrale et spatiale pourraient être réalisées en vue de cibler, caractériser et discriminer les influences respectives des types de couverts majeurs sur le régime évapotranspiratoire du bassin. A cet effet, il serait d'une grande utilité d'appliquer sur le Bassin Moyen de l'Ouémé l'outil open source (plugin Sen-ET_SNAP) développé par l'ESA pour une modélisation de l'évapotranspiration instantanée à des résolutions spatiales élevées (20 mètres) grâce aux observations provenant des satellites Sentinel-3 (moyenne résolution thermique et optique) et Sentinel-2 (optique et haute résolution).

Initialement prévu pour être appliqué dans le cadre du présent mémoire, l'outil Sen-ET_SNAP n'a pu être finalement utilisé du fait de certaines contraintes à savoir : i) l'insuffisance de temps à cause des bouleversements dus à la pandémie de COVID19, ii) la faible performance du matériel informatique dont nous disposons, car pour dériver l'ET quotidien sur une image Sentinel-2 entière, environ 20 Go de mémoire sont nécessaires (certains des opérateurs Sen-ET et SNAP s'exécutent sur plusieurs processeurs) et iii) la répétition des bugs au cours du pré-traitement des images Sentinel-2.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

1. Allen R.G., Pereira L.S., Raes D. et Smith M., 1998. Crop Evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements FAO irrigation and drainage paper 56.
2. Allen R.G., Tasumi M. et Trezza R., 2007. Satellite-Based Energy Balance for Mapping Evapotranspiration with Internalized Calibration (METRIC)—Model. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 133(4), 380-394. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2007\)133:4\(380\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2007)133:4(380))
3. Allies A, 2018. Estimation de l'évapotranspiration par télédétection spatiale en Afrique de l'Ouest : vers une meilleure connaissance de cette variable clé pour la région Thèse pour obtenir le grade de docteur de l'Université de Montpellier en Géosciences, École doctorale GAIA, Unité de recherche HydroSciences, Montpellier. 431 p.
4. Anderson M.C., Kustas W.P. et Hain C.R., 2013. Mapping surface fluxes and moisture conditions from field to global scales using ALEXI/DisALEXI, *Remote Sensing of Energy Fluxes and Soil Moisture content*, pp. 207–232.
5. Anon J., 1956. Proceeding of the informal meeting on physics in agriculture. *Neth. J. Agric. Sci.*, 4: 162 pp.
6. Bastiaanssen W.G.M., Menenti M., Feddes R.A. et Holtslag A.A.M., 1998. A remote sensing surface energy balance algorithm for land (SEBAL). 1. Formulation. *Journal of Hydrology*, 212–213, 198-212. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(98\)00253-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(98)00253-4)
7. Baumann P.R., 2010. Introduction to Remote Sensing, State University of New York, 2010. [Online]. Available: [http://employees.oneonta.edu/baumanpr/geosat2/RS-Introduction/RS- Introduction.html](http://employees.oneonta.edu/baumanpr/geosat2/RS-Introduction/RS-Introduction.html).
8. Bigeard G, 2014. Estimation spatialisée de l'évapotranspiration à l'aide de données infra-rouge thermique multi-résolutions. Thèse en vue de l'obtention du Doctorat de l'Université de Toulouse Délivrée III Paul Sabatier (UT3 Paul Sabatier), Discipline ou spécialité : Télédétection et modélisation de la biosphère. Toulouse. 259 p.
9. Biggs T., Petropoulos G.P., Velpuri N.M., Marshall M., Glenn E.P., Nagler P. et Messina A., 2015. Remote Sensing of Evapotranspiration from Croplands. <https://www.researchgate.net/publication/274891124>
10. Blaney H.F. et Criddle W.D., 1950. Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. US Department of Agriculture, Soil Conservation Service, Washington D.C., 48 pp.
11. Bouchet R.J. et Robelin P., 1969. Evapotranspiration potentielle et réelle. Domaine d'utilisation. Portée pratique. *Bull. Tech. Inform. Ing. Serv. Ap.*, 238: 55-62.
12. Boulet G., Braud I. et Vauclin, M., 1997. Study of the mechanisms of evaporation under arid conditions using a detailed model of the soil-atmosphere continuum. Application to the EFEDA I experiment. *Journal of Hydrology*, 193(1), 114-141. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(96\)03148-4](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(96)03148-4)

13. Bouteldjaoui F. Bessenasse M. et Guendouz A., 2012. Etude comparative des différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration en zone semi-aride (cas de la région de Djelfa). *Revue « Nature & Technologie »*, n° 07/Juin 2012, pp 109-116.
14. Brutsaert W., 1982. *Evaporation into the atmosphere*. Kluwer, Dordrecht, 299 pp.
15. Coops N.C. et Tooke T.R., 2017. Introduction to Remote Sensing, in *Learning Landscape Ecology*, New York, NY: Springer New York, 2017, pp. 3–19.
16. Cosandey C. et Robinson M., 2000. *Hydrologie continentale*. Armand Colin, Paris, 360 pp.
17. Crombé B., 2019. Estimation de la variabilité spatio-temporelle de l'évapotranspiration dans une zone humide en stress hydroécologique. Mémoire de fin d'étude présenté en vue de l'obtention du diplôme de Bioingénieur : Sciences et technologies de l'environnement. Université Catholique de Louvain, Faculté des bioingénieurs, 132 p.
18. Dalton J., 1802. *Experimental Essays on the Constitution of Mixed Gases; on the Force of Steam or Vapour from water and other liquids in different temperatures, both in a Torricellian vacuum and in air; on Evaporation; and on the Expansion of Gasses by Heat*. *Mem. Manchester Lit. and phil. Soc.*, 5: 536-602.
19. Damagnez J., Riou C., DeVillele O. et El Ammami S., 1963. Estimation et mesure de l'évapotranspiration potentielle en Tunisie. *Collection livres rouges de l'AISH*, vol 62. AISH.
20. Djikou S.M., 2006. Calcul de l'ETP Penman-Monteith à différents pas de temps sur quatre sites du Haut Bassin de l'Ouémé. IRD/AMMA. 35 p.
21. ESA, 2020. User manual for Sen-ET_SNAP plugin. 37 p
22. Fisher J.B., Tu K.P. et Baldocchi D.D., 2008. Global estimates of the land-atmosphere water flux based on monthly AVHRR and ISLSCP-II data, validated at 16 FLUXNET sites. *Remote Sensing of Environment*, 112(3), 901-919. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2007.06.025>
23. Ghilain N., De Roo F. et Gellens-Meulenberghs F., 2014. Evapotranspiration monitoring with Meteosat Second Generation satellites: improvement opportunities from moderate spatial resolution satellites for vegetation, *Int. J. Remote Sens.*, vol. 35, no. 7, pp. 2654–2670.
24. Gonzalez-Dugo M.P., Neale C., Mateos L., Kustas W.P., Prueger J.H., Anderson. M.C. et Li F., 2009. A comparison of operational remote sensing-based models for estimating crop evapotranspiration, *Agric. For. Meteorol.*, vol. 149, p. 1843:1853.
25. Gorelick N., Hancher M., Dixon M., Ilyushchenko S., Thau D. et Moore R., 2017. Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone, *Remote Sens. Environ.*, vol. 202, pp. 18–27.
26. Guan H. et Wilson J. L., 2009. A hybrid dual-source model for potential evaporation and transpiration partitioning. *Journal of Hydrology*, 377(3), 405-416. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.08.037>

27. Hamimed A., Mederbal K. et Khaldi A., 2000. Utilisation des données satellitaires TM de Landsat pour le suivi de l'état hydrique d'un couvert végétal dans les conditions semi - arides en Algérie. Consulté sur <https://www.researchgate.net/publication/256402862>
28. Houndagba C.J., Tente A.B.H. et Guedou, G., 2007. Dynamique des forêts classées dans le cours moyen de l'Ouémé au Bénin (Kétou, Dogo et Ouémé-Boukou). In "Quelles aires protégées pour l'Afrique de l'Ouest ? Conservation de la biodiversité et développement". Éditeurs scientifiques : Anne Fournier, Brice Sinsin et Guy Apollinaire Mensah. IRD Editions, Paris, pp 369-380.
29. Irmak S. et Haman D.Z., 2017. Evapotranspiration: Potential or Reference? ABE 343, one of a series of the Department of Agricultural and Biological Engineering, UF/IFAS Extension. Original publication date June 2003. Reviewed August 2017. Visit the EDIS website at <http://edis.ifas.ufl.edu>.
30. Jensen M.E., Burman R.D. et Allen R.G., 1990. Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements (No. 70) (p. 360). New York: American Society of Civil Engineers. <http://cedb.asce.org/CEDBsearch/record.jsp?dockey=0067841>
31. Kerr Y.H., Waldteufel P., Wigneron J.P., Delwart S., Cabot F., Boutin J., Escorihuela MJ., Font J., Reul N., Gruhier C., Juglea SE, Drinkwater M.R., Hahne A., Martin-Neira M. et Mecklenburg S., 2010. The SMOSM ission : New Tool for Monitoring Key Elements of the Global Water Cycle. Proceedings of the IEEE, 98(5) :666–687, may 2010. ISSN 0018-9219. doi : 10.1109/JPROC.2010.2043032.
32. Kerr Y.H., Waldteufel P., Wigneron J.P., Martinuzzi J., Font J. et Berger M., 2001. Soil moisture retrieval from space: the Soil Moisture and Ocean Salinity (SMOS) mission, 2001. ISSN 01962892.
33. Loheide S.P., Butler J.J. et Gorelick S.M., 2005. Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow assessment, Water Resour. Res., vol. 41, no. 7, pp. 1–14.
34. Mamadou O., 2014. Etude des flux d'évapotranspiration en climat soudanien : comportement comparé de deux couverts végétaux au Bénin. Thèse pour l'obtention du grade de Docteur de l'université de Grenoble et l'Université d'Abomey – Calavi (Bénin). 236 p.
35. Markwitz C. et Siebicke L., 2019. Low-cost eddy covariance: a case study of evapotranspiration over agroforestry in Germany. Atmos. Meas. Tech., 12, 4677–4696, 2019 <https://doi.org/10.5194/amt-12-4677-2019>
36. Monteith J.L., 1965. Evaporation and Environment. 19th Symposia of the Society for Experimental Biology, University Press, Cambridge, 19:205-234.
37. Monteny B.A., 1970. Evapotranspiration de différents couverts végétaux en région méditerranéenne semi-aride. Agricultural Meteorology, Elsevier Publishing Company, Amsterdam, pp 19-38.
38. Mu Q., Heinsch F., Zhao M. et Running S.W., 2011. Improvements to a MODIS global terrestrial evapotranspiration algorithm., Remote Sens. Environ., p. 115:1781-1800.

39. Mu Q., Zhao M. et Running S.W., 2013. MODIS Global Terrestrial Evapotranspiration (ET) Product (NASA MOD16A2/A3) Collection 5. NASA Headquarters, 2013.
40. Norman J.M., Kustas W.P. et Humes K.S., 1995. Source approach for estimating soil and vegetation energy fluxes in observations of directional radiometric surface temperature. *Agricultural and Forest Meteorology*, 77(3–4), 263-293. [https://doi.org/10.1016/0168-1923\(95\)02265-Y](https://doi.org/10.1016/0168-1923(95)02265-Y)
41. Ouattara H., 2017. Estimation de l'évapotranspiration par la méthode de scintillométrie et la télédétection spatiale sur le piémont de l'Atlas. Mémoire de Mastère Spécialisé Sciences de l'Eau. Université Cadi Ayyad (Maroc) et IRD-CESBIO (France). 67 p.
42. Oudin L., 2004. Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. Thèse pour obtenir le grade de Docteur de l'ENGREF, Spécialité : Sciences de l'eau. 496 p.
43. Parmele L.H. et McGuinness J.L., 1974. Comparisons of measured and estimated daily potential evapotranspiration in a humid region. *Journal of Hydrology*, 22: 239-251.
44. Paulson C.A., 1970. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. *Journal of Applied Meteorology*, vol. 9, p. 857-861.
45. Penman H.L., 1948. Natural Evaporation from Open Water, Bare Soil and Grass. *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 193(1032), 120-145. <https://doi.org/10.1098/rspa.1948.0037>
46. Priestley C.H.B. et Taylor R.J., 1972. On the assessment of surface heat fluxes and evaporation using large-scale parameters. *Monthly Weather Review*, 100: 81-92.
47. Réménieras G., 1972. *Hydrologie de l'ingénieur*. Editions Eyrolles, Paris, 456 p.
48. Riquier J., 1963. Formules d'évapotranspiration. *Cahiers de l'ORSTOM, Pédologie*, n° 4, 1963, pp. 33-50.
49. Roko F.B.A., 2007. Evolution des variables météorologiques sur le haut bassin de l'Ouémé et leurs influences sur l'évapotranspiration de référence. Mémoire de Master II de Recherche de l'Université d'Abomey-Calavi, CIFRED/CUSTE. 81 p.
50. Royer J. M., Vachaud G., 1974 Détermination directe de l'évapotranspiration et de l'infiltration par mesure des teneurs en eau et des succions, *Hydrol. Sci. J.*, pp. 319–336.
51. Ruhoff A.L., Paz A.R., Aragao L.E.O.C., Mu Q., Malhi Y., Collischonn W., Rocha H.R. et Running, S.W., 2013. Assessment of the MODIS global evapotranspiration algorithm using eddy covariance measurements and hydrological modeling in the Rio Grande basin. *Hydrological Sciences Journal*, 58 (8), 1–19.
52. Running S., Mu Q. et Zhao M., 2017. MOD16A2 MODIS/Terra Net Evapotranspiration 8-Day L4 Global 500m SIN Grid V006. distributed by NASA EOSDIS Land Processes DAAC, 2017.

53. Running S., Mu Q. et Zhao M., 2019. MOD16A2.006 MODIS/Terra Net Evapotranspiration 8-Day L4 Global 500m SIN Grid V006. distributed by NASA EOSDIS Land Processes DAAC, 2019. 38 p.
54. Senay G.B., Budde M., Verdin J.P. et Melesse A.M., 2007. A Coupled Remote Sensing and Simplified Surface Energy Balance Approach to Estimate Actual Evapotranspiration from Irrigated Fields. *Sensors* 2007, 7, 979-1000.
55. Sheffield J., Wood E. et Munoz-Arriola F., 2010. Long-term regional estimates of evapotranspiration for Mexico based on downscaled ISCCP data., *J. Hydrometeorol.*, pp. 11- 253–274.
56. Shuttleworth J., 2008. Evapotranspiration Measurement Methods, *SouthWest Hydrol.*, no. February, pp. 22–23.
57. Shuttleworth W.J. et Wallace J.S., 1985. Evaporation from sparse crops-an energy combination theory. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 111(469), 839-855. <https://doi.org/10.1002/qj.49711146910>
58. Shuttleworth W.J., 1988. Macrohydrology, the new challenge for process hydrology. *Journal of Hydrology*, vol. 10, p. 31-56.
59. Souza V.A., Roberti D.R., Ruhoff A.L., Zimmer T., Adamatti D.S., Gonçalves L.G.G., Diaz M.B., Alves R.C.M. et Moraes O.L.L., 2019. Evaluation of MOD16 Algorithm over Irrigated Rice Paddy Using Flux Tower Measurements in Southern Brazil. *Water*. 11. 1911.
60. Stanhill G., 2002. Is the Class A evaporation pan still the most practical and accurate meteorological method for determining irrigation water requirements? *Agricultural and Forest Meteorology*, 112(3-4): 233-236.
61. Su Z., 2002. The Surface Energy Balance System (SEBS) for estimation of turbulent heat fluxes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 6(1), 85-100. <https://doi.org/10.5194/hess-6-85-2002>
62. Teteka Mutondo G., Kalombo Kamutanda D. et Mbuyu Numbi A., 2018. Evaluation du bilan hydrique dans les milieux anthropisés de la forêt claire (région de Lubumbashi, Province du Haut-Katanga, R.D. Congo). *Méthodologie adoptée pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle. Geo-Eco-Trop*, 2018, 42, 1: 159-172.
63. Thornthwaite C.W., 1944. Report of the committee on transpiration and evaporation. *Trans. Am. Geophys. Union*, 5: 687 pp.
64. Thornthwaite C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. *The geographical Review*, Vol. XXXVIII, 1948, N° 1, pp 55-94.
65. Thornthwaite C.W., 1954. A reexamination of the concept and measurement of potential evapotranspiration. *Johns Hopkins Univ., Publ. Climatol.*, 7: 200-209.
66. Timmermans W., Kustas W.P., Anderson M.C. et French A., 2007. An intercomparison of the surface energy balance algorithm for land (SEBAL) and the two-source energy balance (TSEB) modeling schemes, *Remote Sens. Environ.*, vol. 108, pp. 369–384.

67. Trambouze W. et Voltz M., 2001. Measurement and modelling of the transpiration of a Mediterranean vineyard. *Agricultural and Forest Meteorology*, 107(2): 153-166.
68. Turc L., 1961. Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Annales agronomiques*, 1961, 12 (I), pp 13-49.
69. Tychon B., 2018. Base de la télédétection. Cours de télédétection. Faculté des Sciences, Université de Liège. 26 p.
70. Van Genuchten, M.T., 1980. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Journal of the Soil Science Society of America*, 44(5), 892-898.
71. Vanclooster M. et Biélders C., 2016. Méthodes pour déterminer l'évapotranspiration, in LBIR1305 - Hydrologie générale. Faculté des Bioingénieurs, Université Catholique de Louvain, 2016, pp. 1-43.
72. Velluet, C., 2014. Modélisation et analyse pluriannuelles du fonctionnement hydrologique et énergétique de deux écosystèmes dominants au Sahel agropastoral (Sud-Ouest Niger) (Thèse de Doctorat). Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, Montpellier, France. <https://tel.archivesouvertes.fr/tel-01002273/document>
73. Vidal A., 1990. Estimation de l'évapotranspiration par télédétection : Application au contrôle de l'irrigation. Étude du Centre national du machinisme agricole du génie rural des eaux et des forêts, Montpellier, Série Hydraulique Agricole, vol. 8, 180 p.
74. Volkoff B., 1976. Carte pédologique de reconnaissance de la République populaire du Bénin à 1/200 000. Feuille Abomey. Orstom, Paris, Notice explicative n° 66 (2), 40 p.
75. Walter I.A., Allen R.G., Elliott R., Itenfisu D., Brown P., Jensen M.E., Mecham B., Howell T.A., Snyder R., Eching S., Spofford T., Hattendorf M., Martin D., Cuenca R.H. et Wright J.L., 2005. The ASCE Standardized Reference Evapotranspiration Equation. American Society of Civil Engineers (ASCE-EWRI) Task Committee Report, p. 70. <https://www.kimberly.uidaho.edu/water/asceewri/ascestdetmain2005.pdf>
76. Ward H.C., Evans J.G. et Grimmond C.S.B, 2014. Multi-Scale Sensible Heat Fluxes in the Suburban Environment from Large-Aperture ScintillomETrY and Eddy Covariance, vol. 152, pp. 65-89.
77. White W.N., 1932. Method of estimating groundwater supplies based on discharge by plants and evaporation from soil. US Geol. Survey Water Supply Paper 659-A.
78. Winkel T. et Rambal S., 1990. Stomatal conductance of some grapevines growing in the field under a Mediterranean environment. *Agricultural and Forest Meteorology*, 51(2): 107-121.
79. WMO, 1996. Guide to hydrological practice. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 735 pp.
80. Zhang K., Kimball J.S. et Running S.W., 2016. A review of remote sensing based actual evapotranspiration estimation, *Wiley Interdiscip. Rev. Water*, vol. 3, no. 6: 834-853.

ANNEXES

Annexe 1. Calcul de l'évapotranspiration potentielle de référence par implémentation de la méthode de la FAO56 Penman-Monteith.

D'après le document de la FAO : "Crop evapotranspiration : Guidelines for computing crop water requirements (irrigation and drainage paper 56)".

Par Bernard Tychon, novembre 2011.

L'objectif pour cet exercice est de calculer l'évapotranspiration potentielle de référence ETP sur base des conditions atmosphériques, d'analyser quelques épisodes et de faire une analyse de sensibilité du modèle en fonction de diverses variables d'entrée.

La surface de référence est un couvert gazonné avec une hauteur de 12 cm, une résistance de surface de 70 s/m et un albédo de 0.23. Cette surface ressemble à une surface gazonnée verte, bien alimentée en eau et coupée régulièrement, en phase de croissance et recouvrant complètement le sol. La résistance de surface de 70 s/m implique un sol légèrement sec résultant d'une fréquence d'irrigation hebdomadaire.

Ce type de surface a été choisi en raison de sa présence dans pratiquement tous les coins du monde où il est possible de cultiver, et en raison de sa simplicité d'entretien par rapport à d'autres types de cultures.

En 1948, Penman combina le bilan énergétique avec la méthode de transfert de masse et il en dérivait une équation pour calculer l'évaporation d'une surface d'eau libre à partir de mesures climatologiques standard de rayonnement, température, humidité et vitesse de vent. Cette relation appelée "méthode combinée" fut développée par la suite par beaucoup d'autres chercheurs (dont Monteith) et étendue à des surfaces cultivées en introduisant des facteurs de résistance.

Cette relation sera étudiée en détail dans un des cours enseignés dans le cadre de votre Master ou Master Complémentaire.

La résistance qui exprime un obstacle au transfert d'eau entre la surface des végétaux (et du sol) et l'atmosphère peut être divisée conceptuellement en deux types de résistance :

- résistance de surface (r_s), liée à la difficulté pour l'eau de quitter les enceintes stomatiques, de traverser le feuillage et la surface du sol ;
- résistance aérodynamique (r_a), exprime la difficulté de l'air qui brasse le feuillage à se charger d'eau et à emporter l'eau provenant du couvert végétal.

Le modèle de Penman-Monteith dans sa forme combinée s'écrit :

$$\lambda ET = \frac{\Delta(R_n - G) + \rho_a C_p \frac{(e_s - e_a)}{r_a}}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad (1)$$

λ	chaleur latente de vaporisation (MJ/kg d'eau)
ET	évapotranspiration potentielle (MJm ⁻² j ⁻¹)
R_n	rayonnement net de la surface de référence (MJm ⁻² j ⁻¹)
G	flux de chaleur dans le sol (MJm ⁻² j ⁻¹)
ρ_a	densité moyenne de l'air (kg/m ³)
C_p	Chaleur spécifique de l'air (J/kg/°C)
e_s	tension de vapeur saturante (kPa)
e_a	tension de vapeur réelle (kPa)
$e_s - e_a$	déficit de tension de vapeur saturante (kPa)
Δ	pente de la courbe de la tension de vapeur saturante (kPa/°C)
γ	constante psychrométrique (kPa/°C)

En tenant compte des caractéristiques du couvert standard tel que précisé plus haut et en adoptant certaines simplifications notamment en ce qui concerne l'aérodynamique du profil de vent au-dessus du couvert végétal, la formule se réécrit :

$$ET_0 = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (2)$$

avec	ETP	évapotranspiration de référence
	R_n	rayonnement net de la surface de référence (MJm ⁻² j ⁻¹)
	G	flux de chaleur dans le sol (MJm ⁻² j ⁻¹)
	T	température moyenne journalière à 2 m (°C)
	u_2	vitesse du vent à 2m (m/s)
	e_s	tension de vapeur saturante (kPa)
	e_a	tension de vapeur réelle (kPa)
	$e_s - e_a$	déficit de tension de vapeur saturante (kPa)
	Δ	pente de la courbe de la tension de vapeur saturante (kPa/°C)
	γ	constante psychrométrique (kPa/°C)

Les données météorologiques journalières d'entrée sont :

Température maximum (°C)

Température minimum (°C)

Humidité relative (%)

Vitesse du vent à 2 m (m/s)

Nombre d'heures d'ensoleillement (hr) ou Rayonnement global (J.m⁻².j⁻¹)

Précipitations (mm)

Calcul de la constante psychrométrique (γ)

$$\gamma = \frac{C_p P}{\varepsilon \lambda} = 0.665 \times 10^{-3} P \quad (3)$$

γ constante psychrométrique ($\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$)

P pression atmosphérique (kPa)

λ chaleur latente de vaporisation, 2.45 MJkg^{-1} d'eau

C_p chaleur spécifique de l'air à pression constante, $1.013 \times 10^{-3} \text{ MJkg}^{-1}\text{C}^{-1}$

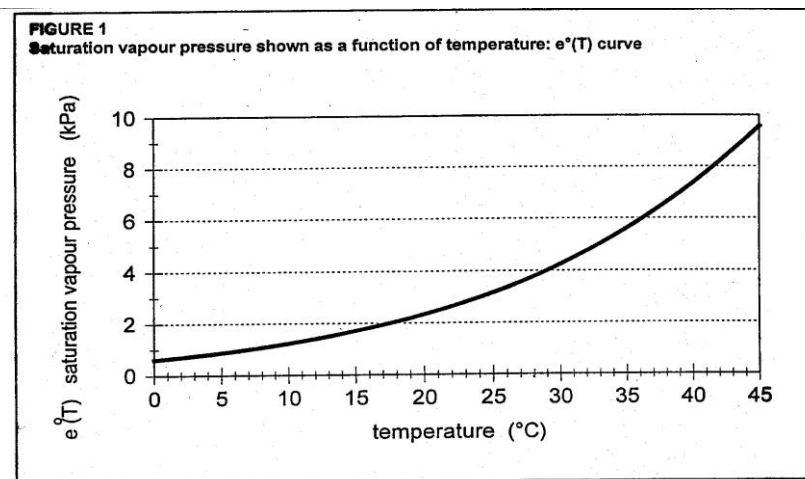
ε rapport poids moléculaire de la vapeur d'eau sur poids moléculaire de l'air sec = 0.622

Calcul de la tension de vapeur saturante

La tension de vapeur saturante se calcule à partir de la température :

$$e_s = 0.6108 \exp (17.27 T / (T + 237.3)) \quad (4)$$

Représentez cette relation sur un graphique avec en X la Température et en Y la tension de vapeur.



Pour le calcul de la tension de vapeur saturante moyenne, il est conseillé de calculer les tensions de vapeur pour les températures minimum et maximum et d'en faire la moyenne.

$$e_s = (e_s(T_{\min}) + e_s(T_{\max}))/2 \quad (5)$$

Calculez l'erreur moyenne commise (Root Mean Square Error = RMSE) si vous calculez la tension de vapeur saturante à partir de la température moyenne journalière.

$$\Delta = \frac{4098 \left[0.6108 \exp \left(\frac{17.27 T}{T + 237.3} \right) \right]}{(T + 237.3)^2} \quad (6)$$

$$e_a = e_s(T_{\text{rosée}}) = 0.6108 \exp (17.27 T_{\text{rosée}} / (T_{\text{rosée}} + 237.3)) \quad (7)$$

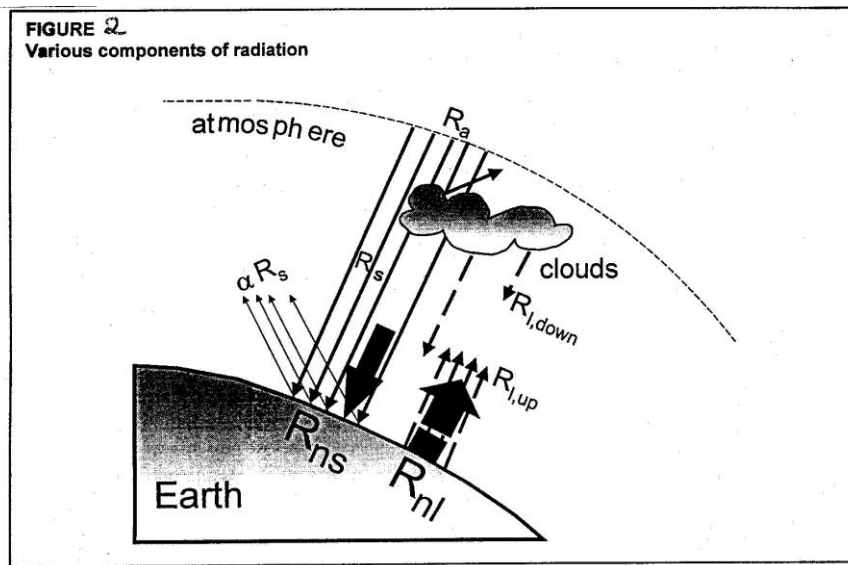
$$HR_{moy} = e_a / e_s \quad (8)$$

$$e_a = \frac{HR_{moy}}{100} \left[\frac{e_s(T \max) + e_s(T \min)}{2} \right] \quad (9)$$

Tout comme pour la tension de vapeur, il est déconseillé de calculer la tension de vapeur réelle en la calculant pour la moyenne des températures en raison de problème de non linéarité.

Calcul du rayonnement net :

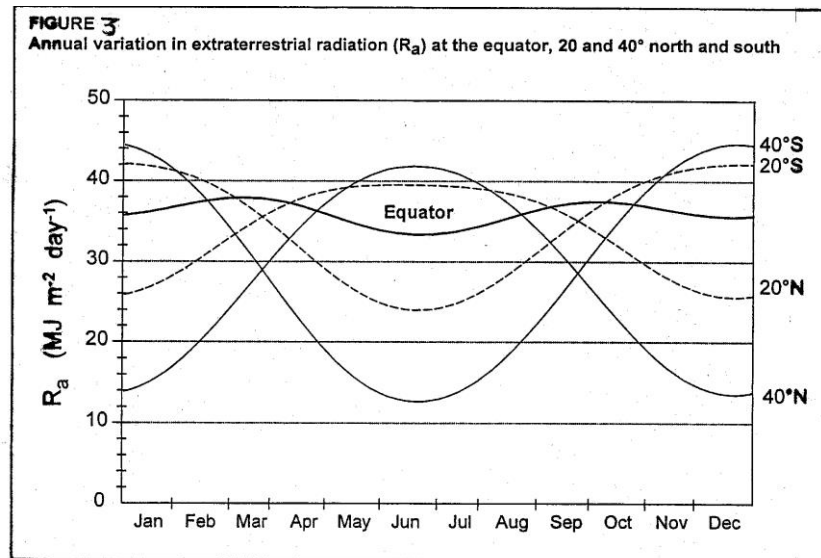
Représentation des différents types de rayonnements :



L'énergie qui sert à évaporer ou évapotranspirer provient en très grande majorité du rayonnement solaire. Seule une partie de l'énergie à la surface de l'atmosphère (R_a) arrivera à la surface du sol pour réchauffer le sol et permettre l'évapotranspiration.

R_a : Le rayonnement extraterrestre perçu par une surface perpendiculaire aux rayons du soleil au sommet de l'atmosphère, appelé constante solaire est d'environ $0.082 \text{ MJm}^{-2}\text{min}^{-1}$. L'intensité locale est cependant déterminée par l'angle entre les rayons de soleil et la normale à la surface de l'atmosphère ce qui fait que R_a varie au cours de l'année et selon la latitude (Cf. Figure 3)

La quantité de rayonnement qui arrive au sol diffère de R_a car l'atmosphère en disperse, réfléchit et absorbe une bonne partie suite à la présence de gaz, nuages, poussières dans l'atmosphère. La quantité de rayonnement arrivant au sol mesurée sur un plan horizontal est appelé rayonnement solaire ou rayonnement global (R_s). Il s'agit de rayonnement uniquement dans les courtes longueurs d'onde.



Durée relative d'ensoleillement (n/N):

L'ensoleillement s'exprime en heures. Il indique le nombre d'heures "n" pendant lesquelles le soleil est apparent, suffisamment fort que pour brûler le papier des héliographes de Campbell-Stokes). "N" représente la longueur du jour en heures.

Albédo (α) et rayonnement net solaire (R_{ns})

Le sol réfléchit une bonne partie du rayonnement solaire (20 – 25% pour la végétation). Ceci s'exprime sous le terme "albédo" qui est défini par le rapport entre le rayonnement réfléchi et le rayonnement émis. Dans le cas de la formule étudiée, l'albédo est pris égal à 0.23.

La quantité d'énergie en courte longueur d'onde qui servira au réchauffement de l'atmosphère (flux de chaleur sensible), à l'évapotranspiration (flux de chaleur latente) et au réchauffement du sol (flux de chaleur dans le sol) sera donc :

$$R_{ns} = (1 - \alpha) R_s \quad (10)$$

Rayonnement net en longue longueur d'onde (R_{nl}) :

Le rayonnement solaire absorbé par la terre est converti en chaleur. Par différents processus, y inclus l'émission de rayonnement, la terre perd de l'énergie. La terre, qui est à une température beaucoup plus basse que le soleil, émet de l'énergie dans des longueurs d'onde plus longues que celles du soleil. C'est pour cela que le rayonnement terrestre est repris dans les rayonnements à longues longueurs d'onde. Le rayonnement émis ($R_{l,up}$) est absorbé par l'atmosphère ou perdu dans l'espace. Les longues longueurs d'onde reçues par l'atmosphère augmentent sa température et, par conséquent, l'atmosphère rayonne de l'énergie d'elle-même. Une partie de ce rayonnement revient à la surface de la terre. Donc, la terre émet et reçoit de l'énergie dans les longues longueurs d'onde. La différence entre l'énergie émise et reçue au niveau du sol constitue le rayonnement net en longues longueurs d'ondes.

Rayonnement net (R_n) :

Le rayonnement net est la différence entre les rayonnements arrivant et quittant la surface terrestre dans les deux gammes de longueurs d'ondes. R_n est normalement positif pendant la journée et négatif pendant la nuit.

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (11)$$

Calcul du rayonnement extraterrestre (R_a) :

$$R_a = \frac{24(60)}{\pi} G_{sc} d_r [\omega_s \sin(\varphi) \sin(\delta) + \cos(\varphi) \cos(\delta) \sin(\omega_s)] \quad (12)$$

R_a	rayonnement extraterrestre (MJ/m ² /j)
G_{sc}	constante solaire = 0.0820 MJ/m ² /min
d_r	inverse de la distance relative terre-soleil (sans unité)
ω_s	angle horaire au lever du soleil (0° à midi, 180° à minuit) (rad)
δ	déclinaison solaire (rad)
φ	latitude (rad)

Conversion Degrés-Radians

$$[Radians] = \frac{\pi}{180} [\text{deg rés} - \text{décimaux}] \quad (13)$$

Calcul de la distance relative inverse soleil-terre et de la déclinaison solaire

$$d_r = 1 + 0.033 \cos\left(\frac{2\pi J}{365}\right) \quad (14)$$

$$\delta = 0.409 \sin\left(\frac{2\pi J}{365} - 1.39\right) \quad (15)$$

avec J, le numéro du jour depuis le 1^{er} janvier (jours julien).

Calcul de l'angle horaire au lever du soleil, ω_s

$$\omega_s = \arccos[-\tan(\varphi) \tan(\delta)] \quad (16)$$

φ latitude (rad) = 49,5° à Arlon

2 π radians = 360°

Calcul de la durée du jour (en heures)

$$N = 24/\pi \cdot \omega_s \quad (17)$$

Calcul du rayonnement solaire ou rayonnement global :

Si le rayonnement solaire n'est pas mesuré, il peut être calculé à l'aide de la formule d'Angström qui lie ce rayonnement au rayonnement extraterrestre (R_a).

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N} \right) R_a \quad (18)$$

a_s et b_s sont des constantes empiriques qui dépendent des conditions atmosphériques et de l'angle de déclinaison. a_s représente la fraction de rayonnement arrivant au sol lors d'une journée couverte alors que $(a_s + b_s)$ donne la fraction de rayonnement arrivant au sol par ciel clair ($n = N$). Quand aucune valeur précise n'est disponible pour ces deux paramètres dans la région d'étude, on donne les valeurs par défaut $a_s = 0.25$ et $b_s = 0.50$.

Calcul du rayonnement net en longue longueur d'onde (R_{nl})

Le taux d'énergie émis en longues longueurs d'onde est proportionnel à la température absolue de la surface élevée à la quatrième puissance. Cette relation est exprimée quantitativement par la loi de Stefan-Boltzmann. Le flux d'énergie nette quittant la surface de la terre est, cependant, inférieur à celui émis estimé à partir de la loi de Stefan-Boltzmann en raison de l'absorption du rayonnement en longue longueur d'onde vers le bas causés par le ciel et les nuages. La vapeur d'eau, les nuages, le dioxyde de carbone et les poussières sont des absorbeurs d'énergie et des émetteurs en longues longueurs d'onde. Leurs concentrations devraient être connues lors de l'estimation du rayonnement net en longue longueur d'onde. Comme l'humidité et la couverture nuageuse jouent un rôle important, la loi de Stefan-Boltzmann est corrigée par ces deux facteurs dans l'estimation des flux énergétiques quittant la surface en longues longueurs d'onde. Il est par conséquent admis que les concentrations des autres éléments absorbeurs restent constantes.

$$R_{nl} = \sigma \left[\frac{T_{\max, K}^4 + T_{\min, K}^4}{2} \right] (0.34 - 0.14 \sqrt{e_a}) \left(1.35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0.35 \right) \quad (19)$$

σ Constante de Stefan-Boltzmann [$4.903 \cdot 10^{-9}$ MJ/K⁴/m²/j]

$T_{\max, K}$ Température absolue maximum (K)

$T_{\min, K}$ Température absolue minimum (K)

R_{so} = rayonnement solaire par ciel clair, lorsque $n=N$

Calcul du rayonnement net

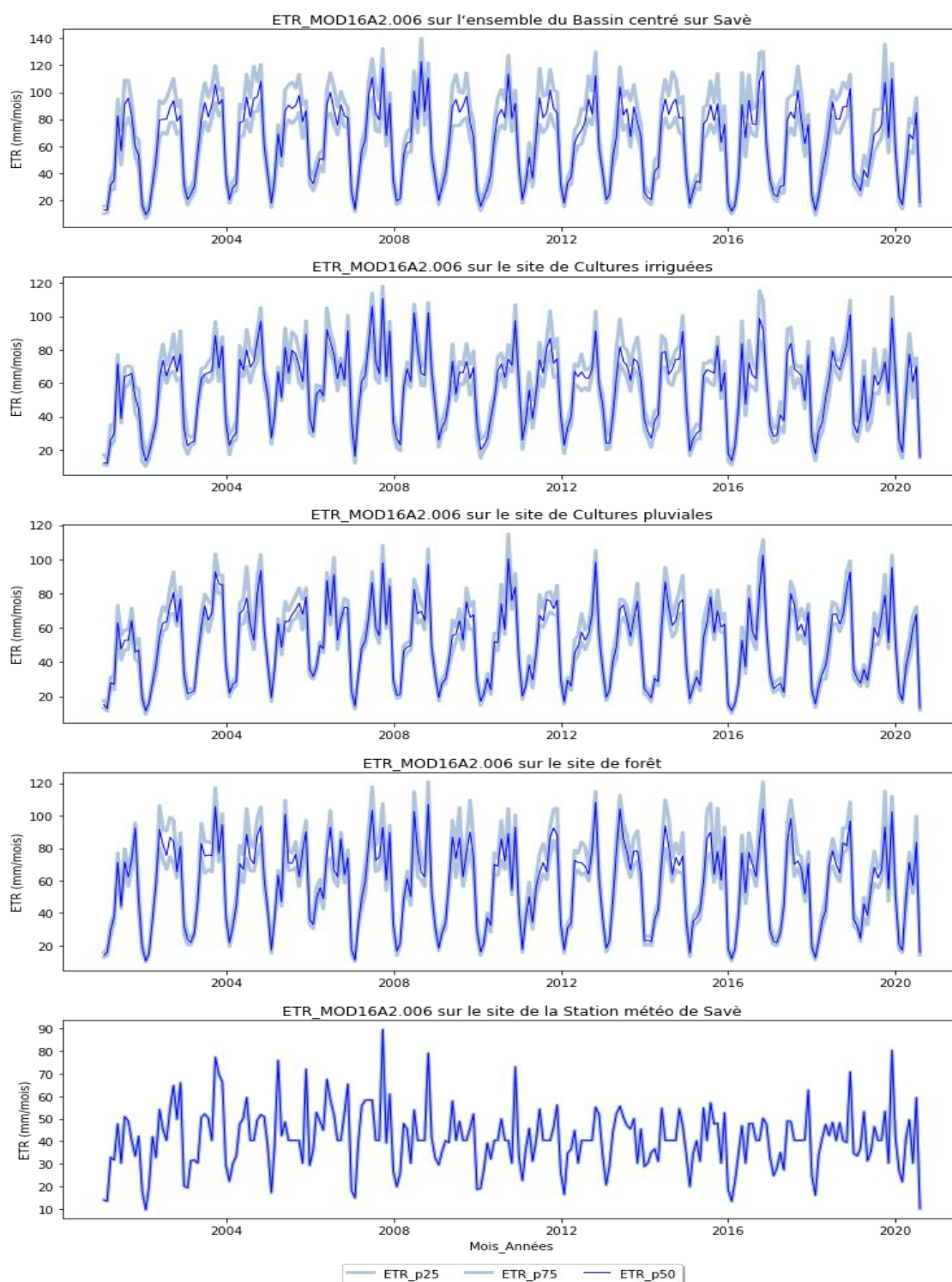
$$R_n = R_{ns} - R_{nl} \quad (20)$$

Dans cet exercice, nous ferons l'hypothèse que le flux de chaleur journalier dans le sol (G) est nul, le réchauffement de la journée compensant exactement le refroidissement pendant la nuit. Cette hypothèse est une simplification généralement acceptée lorsque l'on travaille à un pas de temps journalier ou mensuel.

Annexe 2. Résultats complémentaires de l'estimation de l'évapotranspiration à partir du produit MOD16A2.006.

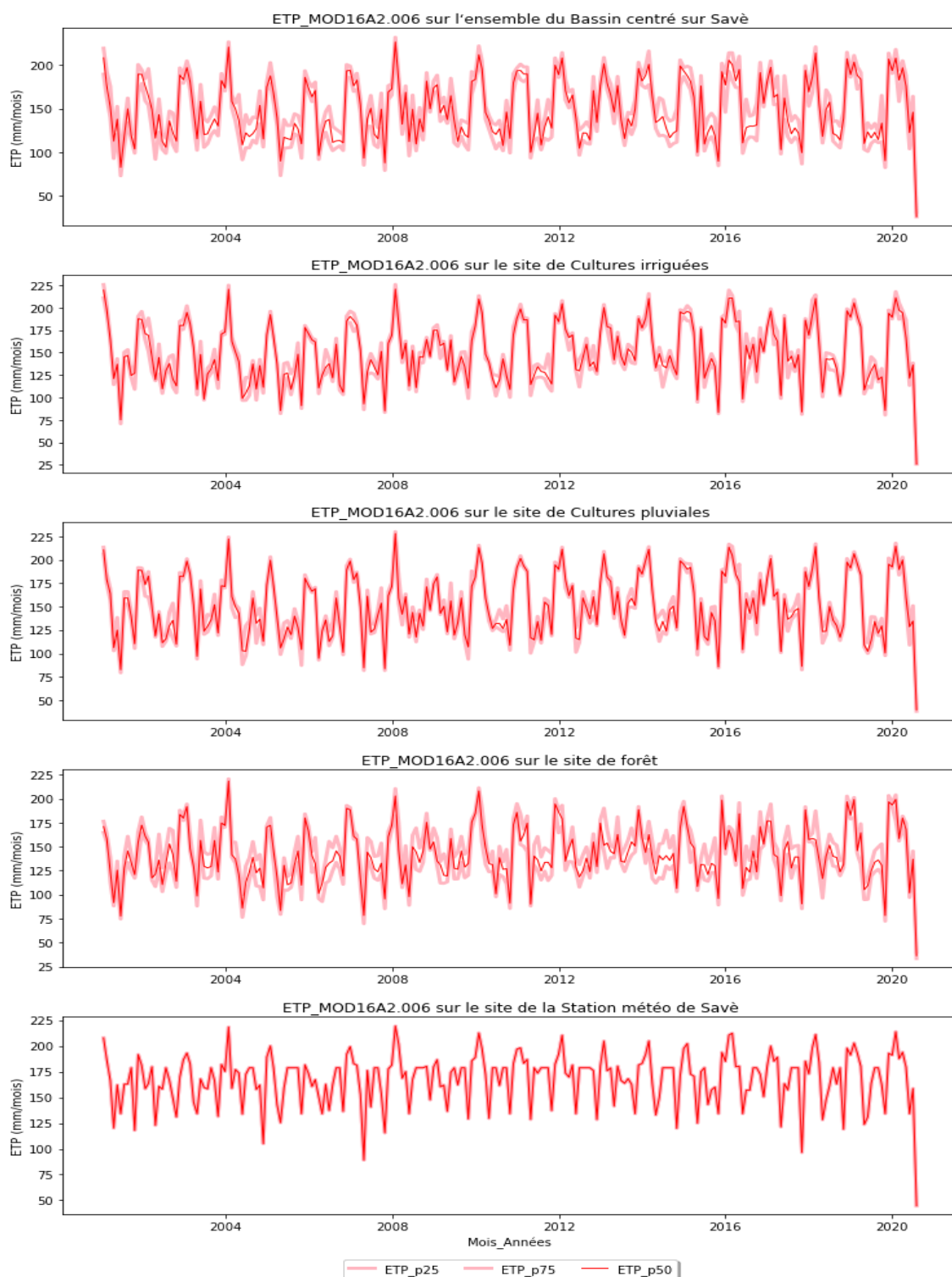
Annexe 2.1. Série temporelle mensuelle de l'évapotranspiration réelle estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2020.

La médiane spatiale (50^{ème} percentile.) des valeurs prises par les pixels composant chaque site est représentée en bleu foncé. La zone bleu ciel reprend les 25^{ème} et 75^{ème} percentiles des valeurs prises par les pixels de chaque site.

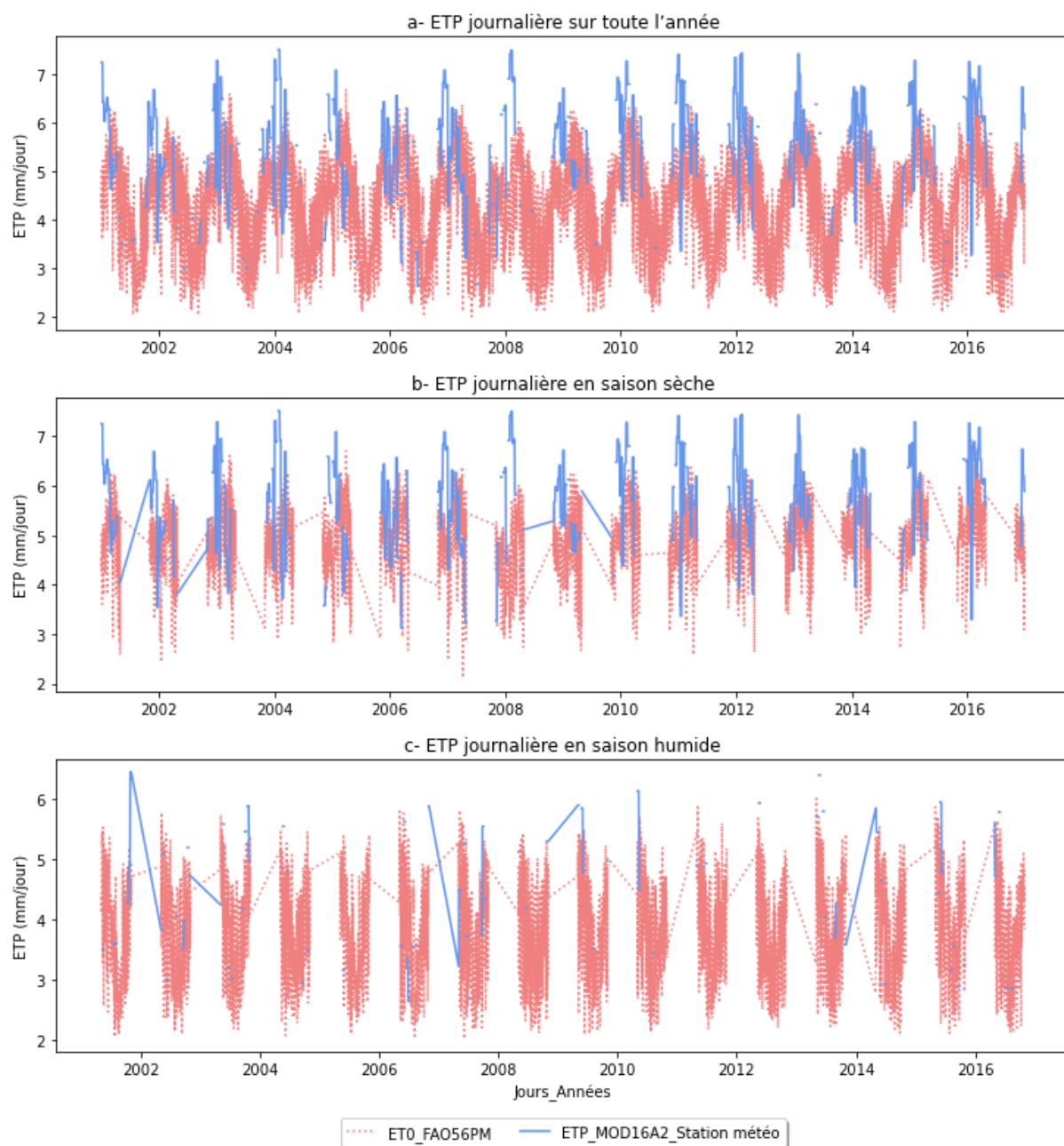


Annexe 2.2. Série temporelle mensuelle de l'évapotranspiration potentielle estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2020.

La médiane spatiale (50^{ème} percentile.) des valeurs prises par les pixels composant chaque site est représentée en bleu foncé. La zone bleu ciel reprend les 25^{ème} et 75^{ème} percentiles des valeurs prises par les pixels de chaque site.



Annexe 2.3. Comparaison des séries journalières de l'ETP estimée à partir de l'équation FAO56-PM et de l'ETP estimée à partir du produit MOD16A2.006 entre 2001 et 2016.



Annexe 2.4. Statistiques sur l'évapotranspiration mensuelle estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.

	ET_p25b	ET_p50b	ET_p75b	PET_p25b	PET_p50b	PET_p75b
count	235,0	235,0	235,0	235,0	235,0	235,0
mean	54,7	63,5	73,9	137,7	148,9	160,5
std	25,5	28,9	33,3	34,4	33,9	32,8
min	6,7	9,5	11,8	25,9	26,5	31,4
25%	30,2	35,5	41,4	110,2	121,3	135,2
50%	59,4	68,9	82,2	130,1	143,2	159,6
75%	75,4	86,6	100,7	169,3	179,8	188,5
max	111,8	122,8	140,0	220,7	226,8	232,2
	ET_p25i	ET_p50i	ET_p75i	PET_p25i	PET_p50i	PET_p75i
count	235,0	235,0	235,0	235,0	235,0	235,0
mean	50,7	57,1	64,0	144,3	150,2	156,2
std	20,8	22,2	23,7	33,4	33,0	32,4
min	10,3	12,0	14,6	25,8	25,9	26,3
25%	31,5	37,7	44,3	121,0	127,3	134,3
50%	56,7	63,4	69,6	138,7	145,8	152,6
75%	65,0	72,1	80,5	172,5	177,5	181,0
max	102,0	110,6	118,1	216,6	220,8	226,0
	ET_p25p	ET_p50p	ET_p75p	PET_p25p	PET_p50p	PET_p75p
count	235,0	235,0	235,0	235,0	235,0	235,0
mean	46,9	51,5	57,1	146,2	151,1	157,1
std	20,7	22,3	24,6	33,9	33,1	31,7
min	9,6	11,5	13,4	38,2	39,8	41,5
25%	27,7	30,2	33,2	120,3	126,0	134,6
50%	47,3	52,8	60,2	143,9	150,2	154,7
75%	62,3	68,0	75,2	173,3	178,8	182,8
max	95,4	102,5	114,9	225,7	228,0	230,1
	ET_p25f	ET_p50f	ET_p75f	PET_p25f	PET_p50f	PET_p75f
count	235,0	235,0	235,0	235,0	235,0	235,0
mean	52,4	58,3	65,2	132,7	141,8	152,6
std	22,9	25,4	28,9	28,3	27,8	27,2
min	9,9	10,5	12,2	33,4	36,4	40,2
25%	32,4	36,0	39,7	115,7	126,5	138,0
50%	56,4	63,0	68,0	128,7	138,9	151,8
75%	68,2	77,4	87,9	151,2	158,1	169,5
max	101,2	108,3	121,0	215,9	218,3	220,7
	ET_p25s1	ET_p50s1	ET_p75s1	PET_p25s1	PET_p50s1	PET_p75s1
count	235,0	235,0	235,0	235,0	235,0	235,0
mean	41,2	41,2	41,2	168,3	168,3	168,3
std	13,6	13,6	13,6	25,0	25,0	25,0
min	9,6	9,6	9,6	44,7	44,7	44,7
25%	32,4	32,4	32,4	158,1	158,1	158,1
50%	40,4	40,4	40,4	177,6	177,6	177,6
75%	49,0	49,0	49,0	181,2	181,2	181,2
max	89,6	89,6	89,6	219,4	219,4	219,4

ET= ETR ; PET=ETP ; p25, p50 et p75= 25^{ème}, 50^{ème} et 75^{ème} percentiles ; b = Bassin Moyen de l'Ouémé ; i = site de cultures irriguées ; p = site de cultures pluviales ; f = site de forêt ; s1 = site de la station météorologique

Annexe 2.5. Statistiques sur l'évapotranspiration annuelle estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2019.

	ET_p25b	ET_p50b	ET_p75b	PET_p25b	PET_p50b	PET_p75b
count	19,0	19,0	19,0	19,0	19,0	19,0
mean	662,5	768,3	893,8	1651,7	1786,2	1925,0
std	52,4	54,2	56,2	81,7	79,1	78,0
min	533,8	631,7	743,2	1537,7	1663,6	1788,1
25%	642,3	751,7	871,3	1581,1	1728,1	1881,0
50%	663,0	777,7	910,4	1670,0	1788,0	1915,8
75%	708,1	808,5	922,9	1693,0	1842,0	1963,9
max	749,2	855,6	972,2	1808,5	1944,4	2111,9
	ET_p25i	ET_p50i	ET_p75i	PET_p25i	PET_p50i	PET_p75i
count	19,0	19,0	19,0	19,0	19,0	19,0
mean	611,8	689,3	772,4	1730,8	1802,5	1873,9
std	68,3	70,8	74,7	85,6	90,3	87,6
min	444,1	503,9	576,8	1584,3	1655,3	1728,3
25%	580,4	654,9	730,0	1674,7	1736,6	1831,0
50%	609,4	696,3	791,7	1744,5	1816,4	1877,9
75%	648,6	729,6	819,4	1784,3	1853,0	1920,0
max	736,2	815,5	894,7	1880,0	1973,6	2078,5
	ET_p25p	ET_p50p	ET_p75p	PET_p25p	PET_p50p	PET_p75p
count	19,0	19,0	19,0	19,0	19,0	19,0
mean	567,8	623,6	690,7	1753,9	1812,8	1884,6
std	56,3	54,2	54,0	85,8	84,6	81,6
min	422,7	475,1	539,3	1629,3	1700,2	1761,3
25%	538,4	597,1	668,6	1686,5	1739,5	1817,4
50%	562,7	624,6	693,9	1746,2	1807,0	1883,0
75%	607,7	664,3	727,8	1796,8	1865,2	1918,4
max	657,1	697,0	758,3	1925,3	1986,6	2069,7
	ET_p25f	ET_p50f	ET_p75f	PET_p25f	PET_p50f	PET_p75f
count	19,0	19,0	19,0	19,0	19,0	19,0
mean	632,9	704,3	787,8	1592,1	1702,6	1833,2
std	37,2	42,9	48,6	65,5	63,6	74,3
min	530,8	579,0	631,3	1478,2	1603,2	1700,2
25%	613,0	689,8	771,8	1552,7	1667,3	1792,4
50%	635,6	697,7	789,6	1594,1	1713,1	1831,2
75%	662,6	736,6	816,0	1630,7	1739,0	1904,6
max	690,1	761,6	851,6	1717,9	1822,6	1965,2
	ET_p25s1	ET_p50s1	ET_p75s1	PET_p25s1	PET_p50s1	PET_p75s1
count	19,0	19,0	19,0	19,0	19,0	19,0
mean	496,9	496,9	496,9	2022,6	2022,6	2022,6
std	42,5	42,5	42,5	58,5	58,5	58,5
min	403,8	403,8	403,8	1908,0	1908,0	1908,0
25%	470,5	470,5	470,5	1985,9	1985,9	1985,9
50%	497,6	497,6	497,6	2021,6	2021,6	2021,6
75%	514,2	514,2	514,2	2064,4	2064,4	2064,4
max	582,4	582,4	582,4	2110,1	2110,1	2110,1

ET= ETR ; PET=ETP ; p25, p50 et p75= 25^{ème}, 50^{ème} et 75^{ème} percentiles ; b = Bassin Moyen de l'Ouémé ; i = site de cultures irriguées ; p = site de cultures pluviales ; f = site de forêt ; s1 = site de la station météorologique

Annexe 2.6. Statistiques sur les données manquantes de l'évapotranspiration estimée à partir du produit MOD16A2.006 sur les différents sites entre 2001 et 2020.

```

Date 0
ET_p25b 30      PET_p25b 30
ET_p50b 30      PET_p50b 30
ET_p75b 30      PET_p75b 30
ET_p25i 129     PET_p25i 129
ET_p50i 129     PET_p50i 129
ET_p75i 129     PET_p75i 129
ET_p25p 153     PET_p25p 153
ET_p50p 153     PET_p50p 153
ET_p75p 153     PET_p75p 153
ET_p25f 200     PET_p25f 200
ET_p50f 200     PET_p50f 200
ET_p75f 200     PET_p75f 200
ET_p25s1 458    PET_p25s1 458
ET_p50s1 458    PET_p50s1 458
ET_p75s1 458    PET_p75s1 458
ET_p25s2 328    PET_p25s2 328
ET_p50s2 328    PET_p50s2 328
ET_p75s2 328    PET_p75s2 328
dtype: int64
7788

```

ET= ETR ; PET=ETP ; p25, p50 et p75= 25^{ème}, 50^{ème} et 75^{ème} percentiles ; b = Bassin Moyen de l'Ouémé ; i = site de cultures irriguées ; p = site de cultures pluviales ; f = site de forêt ; s1 = site de la station météorologique considérée comme un point ; s2 = site de la station météorologique considérée comme un polygone.

Annexe 3. Code utilisée pour générer les données d'ET à partir du produit MOD16A2.006 dans Google Earth Engine.

```
var imageCollection = ee.ImageCollection ;

var MOD16 = ee.ImageCollection("MODIS/006/MOD16A2") ;

var IRAN = ee.FeatureCollection ("users/kocfor80/OuemeMoy");

var startYear = 2001;

var endYear = 2020;

var startDate=ee.Date.fromYMD(startYear,01,01);

var endDate=ee.Date.fromYMD(endYear+1,12,31);

//SDA

var StudyArea = IRAN;

//ET filtered based on dates and study area (IRAN)

var ET = MOD16.filterDate(startDate, endDate) ;

IRAN.select(['ET']);

//CHART

var ET_chart = ui.Chart.image.series(ET, StudyArea, ee.Reducer.percentile([25,50,75]), 500,
"system:time_start").setOptions({title: "ET", vAxis : { title : " kg/m^2/8day &
J/m^2/day"},});

print(ET_chart);
```

Annexe 4. Présentation de l'application logicielle open source (plugin Sen-ET_SNAP) développé par l'ESA pour une modélisation pré-opérationnelle précise de l'évapotranspiration instantanée.

D'après le document de l'ESA (2020) « User manual for Sen-ET_SNAP plugin ».

Données de télédétection : Sentinel-2 MSI et Sentinel-3 SLSTR

Le plugin Sen-ET est piloté presque exclusivement par des sources de données Copernicus. Les entrées principales sont basées sur les données optiques du capteur Sentinel-2 MSI et les données thermiques du capteur Sentinel-3 SLSTR ainsi que sur l'ensemble de données météorologiques de réanalyse ERA-5. De plus, une carte de la couverture terrestre et un modèle numérique d'élévation (DEM) sont utilisés comme jeux de données auxiliaires (ESA, 2020).

Les données optiques Sentinel-2 MSI sont utilisées pour caractériser l'état biophysique de la surface terrestre à une résolution de 20 m. Cette résolution a été choisie car elle correspond à la résolution des bandes MSI à front rouge et à ondes courtes qui sont critiques pour le processeur biophysique SNAP. Il est également suffisant pour saisir la plupart des caractéristiques du paysage d'intérêt (par exemple les champs et les prairies agricoles). Les données MSI peuvent également être utilisées pour affiner les données SLSTR de résolution inférieure (ESA, 2020).

Le plugin est conçu pour fonctionner avec des données L2A (corrigées atmosphérique). Cependant, pour l'analyse historique, les données L1C peuvent devoir être utilisées car les images historiques L2A ne sont pas toujours disponibles dans COAH. Dans ces cas, les utilisateurs peuvent télécharger des images L1C directement à partir de COAH et effectuer la correction atmosphérique en utilisant SNAP et Sen2Cor avant de continuer avec le plug-in Sen-ET.

Les données thermiques Sentinel-3 SLSTR sont utilisées pour établir la condition aux limites inférieures du modèle énergétique de la surface terrestre. Les images Sentinel-3 SLSTR sont disponibles auprès du COAH et peuvent être téléchargées à partir de SNAP en utilisant le même opérateur Sen-ET que pour le téléchargement d'images Sentinel-2. Le plugin est conçu pour fonctionner avec les données L2 SLSTR, c'est-à-dire avec le produit LST (Land Surface Temperature). Étant donné que le LST est acquis à une résolution spatiale d'environ 1 km, il est affiné à l'aide d'un modèle d'apprentissage automatique à 20 m à l'aide d'un autre opérateur Sen-ET avant d'être utilisé dans le modèle d'évapotranspiration (ET). L'acquisition de Sentinel-3 ne doit pas nécessairement être en même temps que celle de Sentinel-2 et les deux acquisitions pourraient être séparées jusqu'à 10 jours. Les flux d'énergie à la surface du sol sont toujours modélisés au moment du passage supérieur S3. En effet, les changements de végétation ne sont pas aussi dynamiques que les changements de LST. Cependant, plus la différence temporelle entre les deux viaducs est petite, plus les risques de changements brusques des conditions de végétation (par exemple la récolte) introduisant des erreurs dans le modèle sont faibles (ESA, 2020).

Les données météorologiques sont nécessaires pour établir les conditions qui déterminent (par exemple la température de l'air) et modulent (par exemple la vitesse du vent) le transfert d'énergie entre la surface et l'atmosphère et se composent de champs provenant du jeu de données de réanalyse ECMWF ERA-5 (ESA, 2020).

ERA-5 est produit avec un délai d'environ 2-3 mois et un certain nombre de types de produits sont disponibles. Le plugin Sen-ET utilise le produit moyen d'ensemble qui devrait assurer la plus grande précision des données météorologiques (ESA, 2020).

La carte de la couverture terrestre est utilisée pour définir des paramètres qui ne sont pas facilement récupérables à partir d'images optiques, par exemple la hauteur de la végétation. Cela se fait à l'aide d'une table de correspondance (LUT) contenant les valeurs des paramètres pour chaque classe de couverture terrestre. Le LUT fourni avec le plug-in Sen-ET suppose une carte de couverture terrestre avec une légende basée sur le système de classification des couvertures terrestres (LCCS) des Nations Unies. La carte de la couverture terrestre de l'Initiative sur les changements climatiques de l'ESA utilise cette légende et est disponible dans SNAP à l'aide de l'opérateur AddLandCover. Les utilisateurs peuvent utiliser d'autres cartes d'occupation du sol plus adaptées à leur domaine d'intérêt (par exemple Corine pour les applications européennes), mais dans ce cas, elles doivent créer la LUT correspondant à la légende de la carte qu'ils utilisent. Cela peut être fait facilement en créant ou en modifiant un fichier texte (ESA, 2020).

Le dernier jeu de données utilisé par le logiciel SEN-ET est un modèle numérique d'élévation (STRM DEM). Il est utilisé pour ajuster la température de l'air à l'élévation correcte (100 m au-dessus du sol) et éventuellement pour tenir compte des conditions d'élévation et d'éclairage solaire lors de l'affûtage du LST. Dans les deux cas, le DEM peut être obtenu à l'aide d'un opérateur SNAP AddElevation existant (ESA, 2020).

Produit Sentinel-2 MSI et Sentinel-3 SLSTR

Traitement des flux

Les principales chaînes de traitement des plugins Sen-ET sont illustrées à la figure 1 (prétraitement des données Sentinel-2), à la figure 2 (prétraitement des données Sentinel-3), à la figure 3 (prétraitement des données ERA-5) et à la figure 4 (modélisation du flux de l'énergie de la surface terrestre). Ils sont constitués d'opérateurs Sen-ET et d'opérateurs déjà existants dans SNAP collectés dans des graphes GPF (Graph Processing Framework) (ESA, 2020).

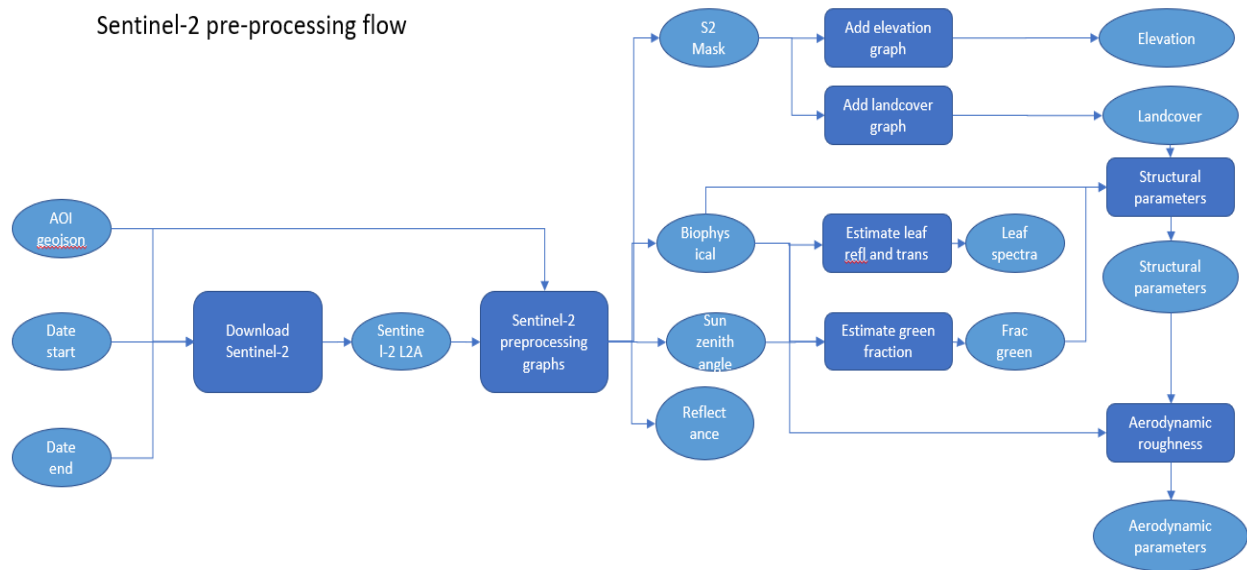


Figure 1. Traitement du débit des données Sentinel-2, du téléchargement des données à la préparation des entrées nécessaires à la modélisation de l'évapotranspiration. Les ovales représentent les données d'entrée et de sortie et les rectangles représentent les étapes de traitement (ESA, 2020)

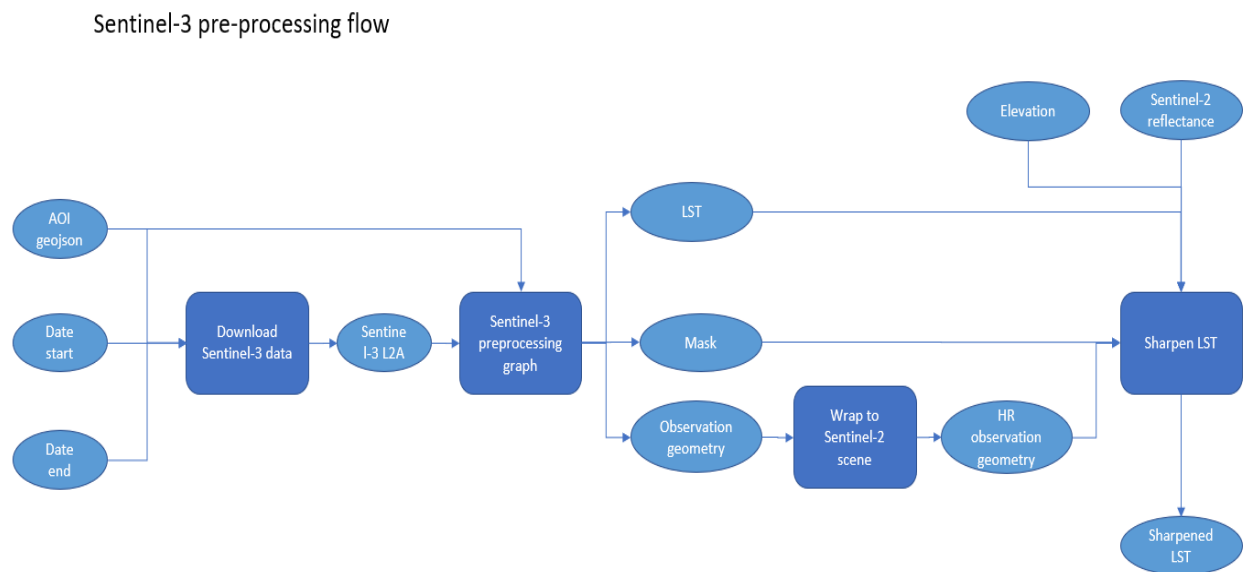


Figure 2. Traitement du débit des données Sentinel-3, du téléchargement des données à la préparation des entrées nécessaires à la modélisation de l'évapotranspiration. Les ovales représentent les données d'entrée et de sortie et les rectangles représentent les étapes de traitement (ESA, 2020)

ERA-5 pre-processing flow

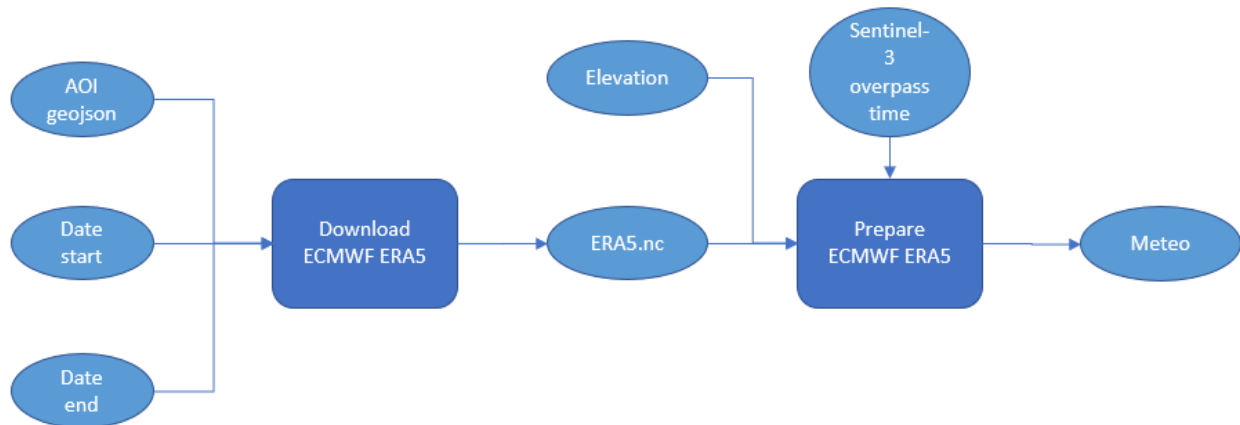


Figure 3. Traitement du débit des données météorologiques du CEPMMT, du téléchargement des données à la préparation des données nécessaires à la modélisation de l'évapotranspiration. Les ovales représentent les données d'entrée et de sortie et les rectangles représentent les étapes de traitement (ESA, 2020)

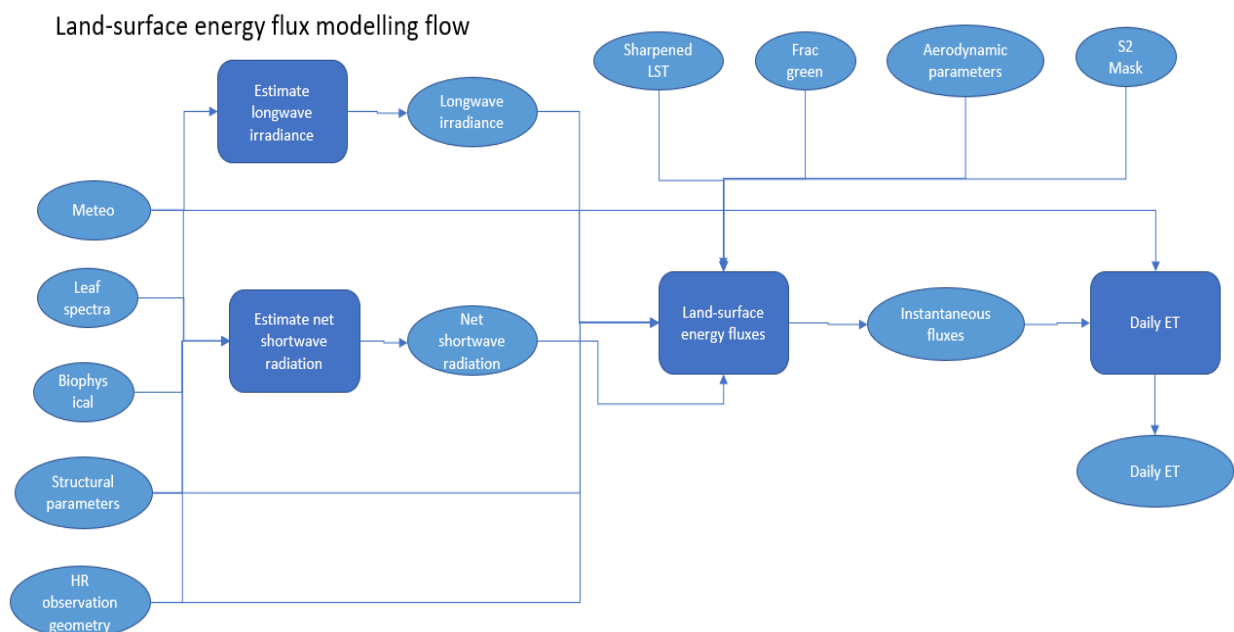


Figure 4. Traitement du débit pour la modélisation de l'évapotranspiration à l'aide de données préparées dérivées des ensembles de données Sentinel-2, Sentinel-3 et ECMWF. Les ovales représentent les données d'entrée et de sortie et les rectangles représentent les étapes de traitement (ESA, 2020)

Une fois que toutes les données d'entrée sont préparées, elles sont utilisées pour modéliser les flux énergétiques réels à la surface du sol (figure 2.4) à l'aide du modèle de bilan énergétique

à deux sources. Les flux modélisés incluent le flux de chaleur latente qui est l'énergie (TSEB) utilisée pendant l'évapotranspiration. Les entrées météorologiques et certains paramètres dérivés des observations S2 sont d'abord utilisés pour estimer le rayonnement net des ondes courtes et l'irradiance des ondes longues. Ces estimations sont ensuite utilisées avec d'autres paramètres basés sur S2 et un LST affiné pour dériver les flux d'énergie à une résolution de 20 m (ESA, 2020).

Sorties produites

Les sorties principales du plug-in Sen-ET sont les quatre flux énergétiques instantanés modélisés de la terre : le flux de chaleur sensible (H), le flux de chaleur latente (LE), le flux de chaleur au sol (tt) et le rayonnement net (Rn). Les flux représentent les conditions au moment du passage supérieur de Sentinel-3 et sont en Wm^{-2} . Le flux de chaleur latente est également convertie en évapotranspiration quotidienne, en mm / jour, ce qui représente l'ET quotidienne totale le jour du passage supérieur de Sentinel-3 (ESA, 2020).

À la surface du sol, le flux de chaleur sensible représente le transfert de température de la surface à l'air sus-jacent (valeurs positives) ou inversement (valeurs négatives). Il est déterminé par la différence de température entre la surface et l'air et modulé par les conditions de surface (par exemple la rugosité de la surface) et météorologiques (par exemple la vitesse du vent ou la stabilité atmosphérique). Sur la base de la validation de l'approche de modélisation SEN-ET dans 11 sites couvrant une gamme de couvert terrestre et de conditions climatiques, l'erreur quadratique moyenne relative (rRMSE) attendue du H modélisé est d'environ 0,45 et la corrélation (r) est d'environ 0,67. Dans les prairies, cela améliore le rRMSE de 0,37 et la corrélation de 0,79. Il est à noter que l'incertitude sur les flux turbulents (H et LE) mesurée aux sites de validation est de l'ordre de 20% à 30% (ESA, 2020).

Le flux de chaleur latente représente l'énergie utilisée pour convertir l'eau de la phase liquide en phase gazeuse. Il s'agit de l'énergie utilisée dans le processus d'évapotranspiration, c'est-à-dire l'évaporation de l'eau du sol et la transpiration de la végétation. Il peut être converti en quantité instantanée d'eau évaporée (en mm/seconde) en la divisant par la chaleur latente de vaporisation. Plus utilement, cela peut ensuite être converti en évapotranspiration quotidienne en mm/jour en multipliant par le rapport de l'irradiance solaire quotidienne instantanée à la moyenne. Sur la base du même ensemble de validation que celui utilisé pour H, le rRMSE attendu pour LE est d'environ 0,46 et r de 0,76 avec les meilleures performances obtenues dans les terres cultivées (herbacées et ligneuses) où rRMSE était de 0,32 et r de 0,75 (ESA, 2020).

Le rayonnement net fournit un apport d'énergie pour tous les autres flux. Il est composé d'un rayonnement net à ondes courtes (composante plus importante) et d'un rayonnement net à ondes longues. Le premier dépend de l'irradiation solaire et de l'albédo de surface tandis que le second dépend de la température et de l'émissivité de la surface et de l'air. Ce flux est généralement modélisé assez précisément avec le rRMSE global escompté de 0,11 et r de 0,93

avec des imprécisions plus importantes dans les régions semi-arides avec une couverture végétale limitée (ESA, 2020).

Le flux de chaleur au sol représente le transfert de chaleur de la surface vers les couches plus profondes du sol. C'est généralement le plus petit des quatre flux modélisés et en même temps celui avec la plus grande incertitude. Cela pourrait être partiellement attribué à la grande variabilité spatiale de ce flux combinée à une inadéquation d'échelle entre les mesures sur le terrain (autour de dizaines par dizaines de centimètres) et les sorties du modèle (dizaines par dizaines de mètres lorsqu'il est modélisé à haute résolution). La validation a abouti à un rRMSE de 0,72 et r de 0,45 avec les résultats les plus précis dans l'écosystème de savane avec rRMSE de 0,38 et r de 0,62, suivis des prairies avec rRMSE de 0,42 et r de 0,68 (ESA, 2020).