

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

جيلالي بونعامة خميس مليانة

Université Djilali Bounaama Khemis Miliana

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et des Sciences de la terre

Département de Biologie



MÉMOIRE POUR L'OBTENTION DU DIPLÔME DE MASTER

Domaine : Sciences de la Nature et de la Vie

Filière : Biologie

Spécialité : Eau et bioclimatologie

Les méthodes de l'estimation de l'évapotranspiration dans la région du Haut et Moyen Cheliff

Présenté Par :

M^{elle} TETBIRT ZAHRA.

M^{elle} CHEMANI AMEL.

Soutenu le :

Devant le Jury :

President: Mr. Rata Mohamed

MAA

UDBKM

Promoteur: Mr. Mehaigne Madjid

MCB

UDBKM

Examineurs :

M^e ZEKOUA Naima

MAA

UDBKM

M^m SASSOUI DALLAL

MAA

UDBKM

Année universitaire : 2016/2017.



Remerciements

Pour commencer nous remercions tout d'abord ALLAH le tout puissant et miséricordieux, qui nous a toujours donné la force de passer à travers toutes les épreuves et les découragements, qui nous a aidée à mener à terme Cette étude.

Nous remercions sincèrement notre promoteur Mr Mehaiguen Madjid pour ses judicieux conseils. Quelques mots ne suffiront pas à exprimer notre profonde gratitude pour la confiance que vous nous avez accordée en acceptant de superviser ce travail.

Nous n'oublierons jamais la gentillesse, la disponibilité, vos encouragements et les qualités scientifiques exceptionnelles que vous avez le long de cette recherche.

Nous tenon à remercier vivement tous les enseignants qui ont contribué à notre formation et principalement l'ensemble des enseignants du département de Biologie, spécialité Eau et Bioclimatologie.

Nos remerciements vont aussi aux personnels :

Nous ne saurions oublier de remercier les honorables membres du jury, Monsieur Rata Mohamed qui a bien voulu accepter d'être président de jury, Madame Zekouda Naima, et Madame Sassoui Dallal qui a accepté la lourde tâche d'être examinateurs de notre travail. Et qui nous ont fait l'immense honneur de présider et d'examiner ce travail. Nos remerciements vont aussi à tous ceux qui ont participé de près ou de loin même avec un bon mot humble, sincère et sourire pour l'établissement de ce modeste travail. A Tous ceux qui nous ferons l'honneur de tenir ce mémoire

A Toutes les personnes de l'Université Djilali Bounaama de Khemis Miliana

A Toutes et à tous, on vous dissons Merci



Dédicaces

Avant tous, je remercie ALLAH de m'avoir donné le courage et la volonté nécessaires pour atteindre mon travail.

Je dédicace ce modeste travail :

✓ *Merci ma très chère mère KHEIDIDJA qui s'est toujours sacrifiée pour mon éducation et qui m'a entourée de son de son amour et de son affection, ainsi qu'a ma très cher père MHAMED qu'est à l'origine de ce qui je suis ;*

A ma très grand-mère

A Mes très chers frères Abd lhamid et Wail et sœurs Hayat, F.Zahraa et Nourhan

✓ *A tout ma famille chacun par son nom CHemani Mazawi Chergui*

✓ *A Mes très chers(e) et meilleurs amis(e) : Kheira, Anissa, Hayat, Djamila Zahra, Soria, zahira, Horia, Siham, Hadjira, Asmaa, Sabrina, Imane, lina , ayda et Ghania qu'avec eux j'ai passé des meilleurs moments inoubliables ;*

✓ *A Ma binôme Zahra et sa Famille TETBIRT ;*

A mon promoteur M^r Mehaiguen Madjid pour ses conseils et ses Consultations qui m'ont tout aidé à la réalisation de mon travail.

CH.AMEL.



Dédicaces

Je dédie ce modeste travail à :

A mon « Allah » et mon prophète Mohammed (الله عليه و سلم) et nation islamique

A mes chers parents, mon père Mohamed et ma mère Yamina

A mon promoteur Dr .Mehaiguen Madjid pour ses conseils et ses Consultations qui m'ont tout aidé à la réalisation de mon travail.

A mes chers frères Ridha, Mohamed et Abd Ake.

A mes chers sœurs Zahia et Nassima

A toute ma famille paternelle TETBIRT, et ma famille maternelle MESSADIA

✓ *A toutes mes amies Lina, Ayda, Hayat, Anissa, Hanane, Nora, Cherifa, Zahia, Hamida, Latifa et Amel qu'avec eux j'ai passé des meilleurs moments inoubliables ;*

✓ *A Ma binôme CHEMANI AMEL et sa Famille ;*

A toute personne qui a contribué à la réalisation de ce manuscrit

De près ou de loin.

T.ZAHRA

Résumé

L'évapotranspiration est une composante très importante qui rentre en jeu dans le bilan hydrique, elle comprend deux termes essentiels : l'évaporation des surfaces du sol humide et des plantes aquatiques ainsi que la transpiration physiologique des végétaux et des plantes. Cette combinaison complexe de ce phénomène lui rend difficile à manipuler les valeurs exactes de ce dernier, cette complexité revient à l'absence des appareils sophistiqués qui nous permettent d'évaluer sans ambiguïté les valeurs de l'évapotranspiration; par conséquent le recours à l'utilisation des formules empiriques est devenu impératif, mais ces relations nécessitent parfois plusieurs paramètres climatiques pour avoir une exactitude souhaitable afin d'exploiter ces valeurs dans plusieurs disciplines notamment l'hydrologie, l'agriculture et la gestion des ressources en eau. Le présent document vise à la comparaison entre les modèles de récolte maximale et de l'évapotranspiration réelle. En particulier, le modèle Penman-Monteith, dans la version simplifiée Proposition de la FAO, et le modèle de Priestley-Taylor, ont été ici considérées. À l'échelle quotidienne d'agrégation, les deux ont examiné des modèles ont une bonne capacité dans l'estimation de l'évapotranspiration de flux. À l'aide d'une base de données l'entrée de la température de l'air quotidienne moyenne et analytiquement le calcul des autres paramètres pertinents.

Mots clés : évapotranspiration potentielle ; évapotranspiration réelle,FAO.

Abstract

The evapotranspiration phenomenon is a one of hydrological quotient entered in the water cycle, it's contains tow parts: the first represent evaporation of saturated ground and aquatic area which the second one terminology is transpiration it is a physiological operation of the vegetal species. This complicated permutation of this phenomenon has then specified one, when it was very complicate in reality computed. However the obligation to return to many empirical relations for estimated this notion of water cycle becomes indispensable, but these relations required sometimes several climatic elements to attain in exactness results to use in evapotranspiration in various areas like hydrology, agricultural hydraulics and management The present paper aims at the comparison between models of actual evapotranspiration (ET₀). In particular, the Penman-Monteith model, in the simplified version proposal of FAO, and the model of Priestley Taylor, have been herein considered. On a daily time scale of aggregation,

both examined models have good capacity in the estimation of evapotranspiration fluxes. Using a database input of daily average air temperatures and analytically calculating the other relevant parameters .

Keywords : reference evapotranspiration; actual evapotranspiration,FAO.

الملخص

يعتبر النتح والتبخر ظاهرتان فيزيولوجيتان معقدتان وهما عنصران مهمان جدا حيث يلعبان دورا أساسيا في التوازن المائي، يتألف النتح والتبخر من فترتين رئيسيتين: تبخر أسطح التربة الرطبة والنباتات المائية، و. هذا المزيج من الظاهرتين يجعل من الصعب التعامل مع القيم الدقيقة لهذا الأخير، وهذا التعقيد يعود لعدم وجود أجهزة متطورة تسمح لنا بالتقييم بشكل دقيق. وبالتالي أصبح اللجوء إلى استخدام الصيغ التجريبية حتمي، ولكن تتطلب هذه العلاقات أحيانا العديد من المعلمات المناخية للحصول على النتائج المرغوبة في العديد من التخصصات بما في ذلك الهيدرولوجية والزراعة وإدارة الموارد المياه. تهدف هذه الصيغ التجريبية إلى مقارنة أقصى أنماط الحصاد والتبخر الفعلي. -مونتنيث المقدم في نسخة مبسطة مقترحة من قبل منظمة الأغذية والزراعة، على المستوى اليومي ونموذج بريستلي تايلور وهي نماذج فحص لديها قدرة جيدة في تقدير التدفق. عن طريق إدخال قاعدة بيانات لدرجة حرارة الهواء اليومية التحليلية وغيرها من المعالم

كلمات المفتاحية : . التبخر الفعلي، منظمة الأغذية والزراعة

LISTE DES ABREVIATIONS

ANRH : Agence Nationale des Ressources Hydrauliques.

EP : Evaporation.

ET : Evapotranspiration.

ET0 : Evapotranspiration de référence.

ETP : Evapotranspiration Potentielle.

ETR : Evapotranspiration Réelle.

FAO : Food and Agricultural Organization.

HR : Humidité relative.

Ins. : Insolation.

IPA : Indice de précipitation antérieur.

KC : Coéfficient cultural.

Modèle_A-A : Evapotranspiration actuelle selon de modèle d'advection-aridité.

ONM : Office Nationale de Météorologie.

PM : Penman-Monteith.

PT : Priestley-Taylor.

Rn : Rayonnement net.

T : Température.

TH : Thornthwaite.

V : Vitesse de vent.

LISTE DES FIGURES

Figure 01 : Évaporation et évapotranspiration.....	1
Figure 02 : photo de l'anémomètre.....	3
Figure 03 : Photo de La girouette.....	4
Figure 04 : Photo de pyranomètre.....	5
Figure 05 : Photo d'Hygromètre.....	5
Figure 06 : les facteurs pédologiques.....	7
Figure 07 : Case lysimétrique.....	9
Figure 08 : Bac classe « A ».....	10
Figure 09 : Le Bac Colorado.....	10
Figure 10 : Photo d'un Bac flottant.....	11
Figure 11 : Evaporomètre de Piche.....	11
Figure 12 : Bassin versant Haut et Moyen Cheliff	22
Figure 13 : localisation des stations étudiées.....	23
Figure 14 : Digramme ombrethermique à la station de Chlef (2011).....	25
Figure 15 : Digramme ombrethermique à la station de Miliana (2011).....	26
Figure 16 : Digramme ombrethermique à la station de Khemis Miliana (2011).....	26
Figure 17 : Variation de la vitesse moyenne du vent en m/s (1981-2000).....	27
Figure 18 : Durée moyenne d'insolation (en heures), période 1981-2001.....	28
Figure 19 : Variations mensuelles des précipitations moyennes et l'évapotranspiration potentielle dans le bassin Haut et Moyen Cheliff.....	30
Figure 20 : les instruments de mesure des paramètres météorologiques.....	31
Figure 21 : feuille de calcul de l'IPA.....	43
Figure 22 : feuille de calcul de l'ETR.....	44
Figure 23: feuille de calcul de l'ETP	44
Figure 24: feuille de résultat de trace de graphe.....	45
Figure 25 : Evolution de l'évapotranspiration potentielle et réelle et l'évapotranspiration à la station de Chlef (2011).....	48
Figure 26 : Evolution de l'évapotranspiration réelle et potentielle à la station de Chlef pour (2012).....	49

Figure 27 : Evolution de l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle à la station de Khemis Miliana (2011).....	49
Figure 28 : Evolution de l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle à la station de Khemis Miliana (2012).....	50
Figure 29 : Estimation de l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle à la station de Miliana (2011).....	51
Figure 30 : Estimation de l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle à la station de Miliana (l'année 2012).....	51
Figure 31 : Evolution de l'ETP mensuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de CHLEF.....	52
Figure 32 : Evolution de l'ETP saisonnière (mm) à l'aide des différentes formules à la station de CHLEF.....	53
Figure 33: Evolution de l'ETP annuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de CHLEF.	53
Figure 34 : Evolution de l'ETP mensuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de KHEMIS MILIANA.	54
Figure 35: Evolution de l'ETP saisonnière (mm) à l'aide des différentes formules à la station de KHEMIS MILIANA.	55
Figure 36: Evolution de l'ETP annuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de KHEMIS MILIANA.....	55
Figure 37 : Evolution de l'ETP mensuelle (mm) à la station de MILIANA.....	56
Figure 38 : Evolution de l'ETP saisonnière (mm) à la station de MILIANA.....	57
Figure 39 : Evolution de l'ETP annuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de MILIANA.....	57
Figure 40 : Evolution de l'ETR mensuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de CHLEF.....	58
Figure 41 : Evolution de l'ETR mensuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de KHEMIS MILIANA.....	59
Figure 42 : Evolution de l'ETR mensuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de MILIANA.....	59
Figure 43 : Evolution de l'ETR saisonnière (mm) à l'aide des différentes formules à la station de CHLEF.	60
Figure 44 : Evolution de l'ETR saisonnière (mm) à l'aide des différentes formules à la station de KHEMIS MILIANA.....	60
Figure 45 : Evolution de l'ETR saisonnière (mm) à l'aide des différentes formules à la station de MILIANA.....	61

Figure 46 : Evolution de l'ETR saisonnière (mm) à l'aide des différentes formules à la station de CHLEF.	62
Figure 47 : Evolution de l'ETR annuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de KHEMIS MILIANA.....	62
Figure 48 : Evolution de l'ETR annuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de MILIANA.	62

Liste des tableaux

Tableau 1 : Les différents types de l'évapotranspiration.....	1
Tableau 2 : représente les démentions géographique des stations de Miliana, Khemis Miliana et Chlef.....	23
Tableau 03 : Moyennes mensuelles des températures(C°) et des précipitations (mm) aux stations de Chlef, Miliana et Khemis Miliana (2011).....	25
Tableau 04 : Surface agricole utile par station (en hectares).....	30

Sommaire

Remerciements

Dédicaces

Résumé

Liste des abréviations

Liste des figures

Liste des tableaux

Table des matières

Introduction générale

Chapitre I : Etude bibliographique

I.1. Définition de l'évapotranspiration 1

I.2. Les différents types de l'évapotranspiration..... 1

I.2.1. Evapotranspiration potentielle "ETP" 1

I.2.2. Evapotranspiration maximale "ETM" 1

I.2.3. Evapotranspiration réelle "ETR" 2

I-3- Etude physique de l'évaporation 2

I.4. Les facteurs géographiques (essentiellement la topographie) : 6

I.5. Les facteurs biologiques (le couvert végétal)..... 6

I.6. Les facteurs pédologiques (les sols)..... 6

I.7. Méthodes de l'estimation de l'évapotranspiration 8

I.7.1. Mesure directe 8

Chapitre II : Présentation de la zone d'étude

.II.1 Caractéristiques géographique21

II.2.Présentation des stations études.....22

II.3.Caractéristiques climatique..... 23

II.3.1. Pluviométrie..... 23

II.3.2. Température.....24

II.3.3.Le vent.....	26
II.3.4.Insolation.....	27
II.3.5.Evapotranspiration.....	28
II.4.Agriculture.....	28
II.5.Potentialités en eau.....	29
II.5.1Ressources en eau souterraine.....	29
II.6. Réseau Hydrographique.....	29

CHAPITRE III : Matériel et Méthode

III.1. Origine des données.....	31
III.2. Méthode de calcul.....	31
III.2.2.Température moyenne de l'air (T moyenne).....	32
III.2.3. Humidité de l'air.....	33
III.2.4. Radiation.....	35
III.2.5. Vitesse du vent :.....	38
III.3.Modélisation de l'évapotranspiration potentielle.....	38
III.3.1.Le modèle Priestley-Taylor (1972).....	39
III.3.2.Le modèle Penman (1948).....	39
III.3.3 Le modèle d'évapotranspiration de référence.....	40
III.3.4.Formule de THRONTHWAIT.....	40
III.4.Estimations de l'évapotranspiration réelle.....	41
III.4.1.Le modèle d'indice de précipitation (IPA).....	41
III.4.2.Le modèle Advection-Aridité.....	42
III.5. Logiciel utilis.....	43

Chapitre IV : Résultats et Discussions

IV.1.Evolution journalière de l'évapotranspiration potentielle et réelle.....	47
IV.1.1.À la station de Chlef.....	47
IV.1.2.A la station de KHEMIS MILIANA.....	49

IV.1.3.A la station de MILIANA.....	50
IV.2.Evolution mensuelle, saisonnière et annuelle de l'évapotranspiration potentielle et réelle	52
IV.2.1.Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP).....	52
IV.2.2.Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR).....	57
Conclusion Générale.....	65
Bibliographie	

INTRODUCTION

Les principaux facteurs climatiques qui régissent les régimes hydrologiques sont les précipitations et les températures, ce sont les deux facteurs qui interviennent dans le bilan hydrique (**Ben Mansour-2013**).

La connaissance du bilan hydrique d'une région implique l'évaluation de la répartition des précipitations entre les différentes composantes du bilan : l'écoulement, l'infiltration et l'évapotranspiration. Ce dernier paramètre est le plus important des trois. Il conditionne l'abondance ou la disette en eau pour la végétation, cette connaissance est l'un des moyens fondamentaux d'intervention pour réussir en aménagement d'un territoire en agriculture, en urbanisation, en lutte contre l'érosion, ou tout autre projet qui vise à protéger l'environnement et à accroître l'exploitation maximum du potentiel naturel.

Il devient donc impératif d'estimer ou de quantifier cette perte.

Cette grandeur s'obtient soit par mesure directe, par les appareils de mesure tels que les cases lysimétriques, les bacs, ..., soit par estimation en cas d'absence des mesures sur terrain.

Ce travail consiste à utiliser les différentes données météorologiques aux trois stations à savoir ; **Chlef, Miliana et Khemis Miliana** afin d'identifier les paramètres de modélisation de l'évapotranspiration. Donc cette approche a pour objectif de donner un aperçu sur les caractéristiques qui influent sur l'ETP à savoir climatiques et météorologiques. Elle consiste surtout à choisir le modèle le plus efficace pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle et réelle (ETP et ETR) dans ces stations.

Le principe de cette étude est l'estimation de flux de l'évapotranspiration en appliquant cinq (05) modèles empiriques différents :

- Modèle de Priestley-Taylor
- Modèle de Thornthwaite.
- Modèle de Penman-Monteith FAO
- Modèle de IPA (indice de précipitations antérieures)
- Modèle d'advection-aridité (A-A)

Notre étude s'articule sur quatre chapitres :

-) Le premier chapitre : concerne l'étude bibliographique.
-) Le deuxième chapitre : nous présentons la région d'étude.
-) Le troisième chapitre : est consacré aux matériels et méthodes utilisés pour le calcul de l'ETP et l'ETR.
-) Le quatrième chapitre : est dédié aux Résultats et discussion.

I.1. Définition de l'évapotranspiration

Le phénomène de l'évapotranspiration ; est un phénomène hydrologique trop compliqué à cause de sa difficulté à girer, Il traduire la quantité de l'eau perdue par l'intermédiaire d'un processus combiné de l'atmosphère et les plantes (physio-énergétique) donc il comprend deux termes : évaporation et transpiration.

Evaporation : est l'ensemble des phénomènes de transformation de l'eau en vapeur par un processus spécifiquement physique.

Transpiration : est le phénomène physiologique de la transformation de l'eau en vapeur par les êtres vivants notamment les végétaux (MAKHOULFI-2010)

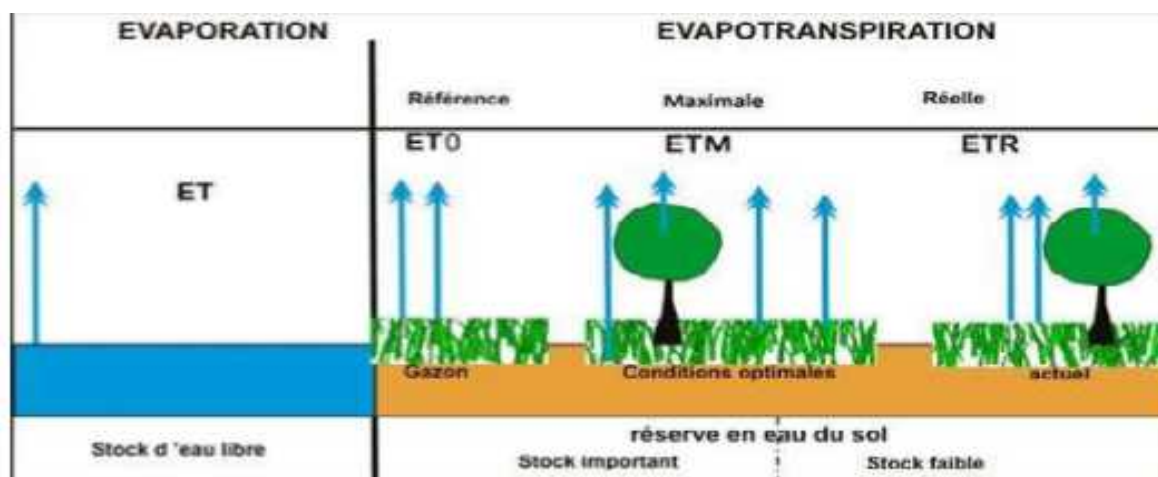


Figure 1 : Évaporation et évapotranspiration (Source : Mjejra. M 2015)

I.2. Les différents types de l'évapotranspiration

I.2.1. Evapotranspiration potentielle "ETP"

C'est la valeur maximale possible de l'évapotranspiration dans des conditions climatiques données. On considère dans la pratique, l'évapotranspiration potentielle comme une référence et on la définit comme étant la quantité d'eau évapotranspirée par un couvert végétal continue et homogène, dont l'alimentation en eau n'est pas limitée, et qui n'est soumis à aucune limitation d'ordre nutritionnel, physiologique ou pathologique. On emploie également le terme ETP pour désigner la valeur approchée d'évapotranspiration potentielle obtenue par le calcul à partir d'une formule fondée sur des données climatiques. (LADLANI.I.2006).

I.2.2. Evapotranspiration maximale "ETM"

C'est la valeur maximale de l'évapotranspiration d'une culture donnée, à un stade végétatif, dans des conditions climatiques données, prise en compte par l'ETP. C'est une correction de l'ETP en fonction du couvert végétal. (MAKHLOUFI ,2010).

$$ETM=Kc \times ETP \tag{1}$$

Kc étant le coefficient cultural.

I.2.3. Evapotranspiration réelle "ETR"

Est la dose à appliquer dans le temps et dans l'espace au niveau du développement de la plante, n'est autre que le produit partir du bilan hydrique (Gains – Pertes) de l'ETP par le coefficient cultural (Kc) défini à acquis par l'outil case lysimétrique le rapport :

$$ETM/ETP=Kc \tag{2}$$

Définissant le coefficient culturale Kc ou rythme de consommation d'eau de la culture n'est pas au point. Ce qui a donné un effet pervers au développement de la culture.

De ces deux paramètres E.T.P et E.T.R et en absence de facteurs unités de temps, et au moment où l'apport d'eau est en état de satisfaction de la plante, c'est-à-dire à l'échelle proche de la capacité de rétention, on stipule que l'évapotranspiration réelle est maximale et on la note E.T.M.

A ce paramètre correspondent les unités de la réserve facilement utilisable (R.F.U). (BEN MANSOUR ,2012).

Tableau 1 : Les différents types de l'évapotranspiration

Terminologie	Evapotranspiration	Evapotranspiration	Evapotranspiration
	Réelle ETR	Maximal ETM	Potentielle ETP
Définition	Quantité d'eau perdue par un couvert végétal sous forme de vapeur elle s'exprime en mm/jour	Valeur de ETR dans le cas d'une bonne alimentation en eau de plant lorsque l'eau n'est plus facteur limitant au niveau de l'absorption	Valeur d'ETM de référence pouvant représenter la demande climatique. C'est l'évaporation d'un couvert végétale bas, continu et homogène dont l'alimentation en

		racinaire, L'évaporation est maximale	eau ni pas limitant
--	--	---	---------------------

I.3. Etude physique de l'évaporation

L'évapotranspiration est la transformation de l'eau en vapeur, vers l'atmosphère est déterminée par deux phases essentielles, qui sont l'état physique c'est-à-dire liquide à un autre état qui est la vapeur. Cette évaporation se fait sur une surface évaporant à l'exemple de la mer, du système foliaire de la plante et surtout du sol.

En Thermodynamique, nous savons en effet que la transformation d'un gramme d'eau à 0C° (glace fondante), en vapeur consomme 597 calories

PEGY (1970) stipule que l'évaporation d'un millimètre (1 mm) d'eau sur un milieu aquatique nécessite 59 calories/cm².

Généralement, cette dernière est fonction du facteur énergétique à savoir le rayonnement solaire, paramètre principal de l'évaporation. Cette énergie est issue de deux sources à savoir : le rayonnement net et l'advection.

A/ le rayonnement net recueilli au niveau des surfaces évaporant est fonction de la qualité optique, de leur température et du rayonnement absorbé issu du soleil.

B/ l'advection dépend de l'humidité relative de l'air et surtout du vent. Par définition c'est l'énergie apportée par l'air ambiant.

L'évaporation dépend des facteurs climatiques et surtout de la nature de la surface évaporant et de ses caractéristiques physiques. **(BEN MANSOUR ,2012).**

I.3.1. Les constituants paramétriques de l'évaporation

Les paramètres intégrant pour le calcul de l'évaporation sont essentiellement d'ordre énergétique et aérodynamique. L'évaporation dépend de la demande climatique et finalement, elle est dépendante de ces deux paramètres **(LADLANLI, 2006).**

I.3.1.1. Le vent

Le vent assure le renouvellement de l'air plus ou moins saturé au contact de la surface évaporant par de nouvelles couches ayant une température et une humidité généralement plus faibles. Il favorise donc l'évaporation, d'autant plus que sa vitesse et sa turbulence sont grandes ; toutefois, si ces paramètres atteignent une valeur limite au-dessus de laquelle la vapeur d'eau est dispersée au fur et à mesure de sa formation, tout accroissement de ceux-ci, au-delà de cette limite, sera sans effet. Le rayonnement du sol R_s . (LADLANI, 2006).

) Les anémomètres

Les anémomètres mesurent la vitesse du vent, ils sont classés en quatre catégories :

- Les anémomètres utilisant l'énergie cinétique de l'air.
- Les anémomètres utilisant la pression exercée par le vent.
- Les anémomètres thermiques.
- Les anémomètres soniques.



Figure 02 : photo de L'anémomètre (Source : LADLANI, 2006).

) Les girouettes

La girouette indique la direction du vent à l'air transmetteur potentiométriques à rotation continue. La valeur du potentiomètre est ensuite interprétée de façon à connaître la vitesse de vent.

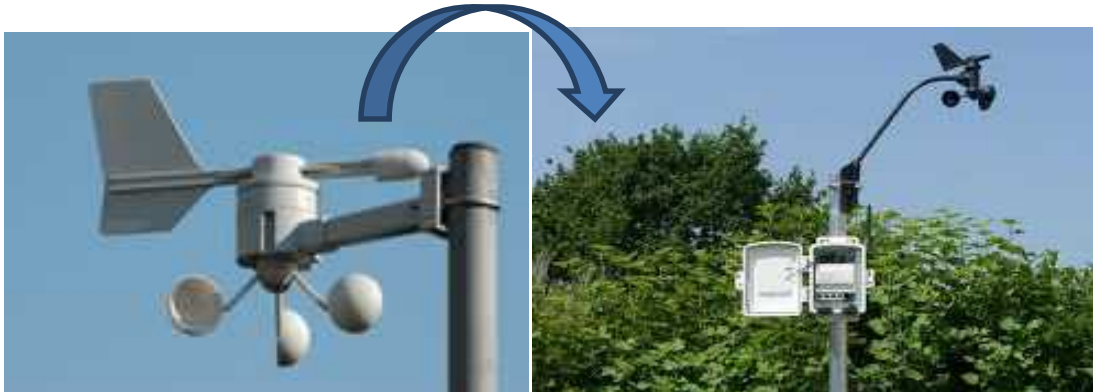


Figure 03 : photo de L'anémomètre (originale).

1. I.3.1.2 Le Rayonnement Solaire

Ce paramètre est un facteur énergétique important dans la mesure où il a provoqué l'évaporation. En fait, il représente la source d'énergie nécessaire pour mettre en œuvre cette dernière sur une surface évaporant. Le bilan énergétique au niveau de n'importe quelle surface évaporant est déterminé par :

- L'énergie du soleil.
- Emission vers l'atmosphère d'une partie de la chaleur reçue.

Le bilan entre l'énergie reçue et l'énergie perdue représente l'énergie utilisée pour la mise en forme de l'évaporation, et la fonction transpiratoire de la plante. L'énergie à la surface du sol se fait par le rayonnement solaire. La mesure du rayonnement nous fournit des renseignements sur la source de sur rayonnement (**TRORE.F, 2006**).

A la surface du sol on trouve :

- Le rayonnement global RG.
- Le rayonnement solaire direct I.
- Le rayonnement solaire diffuse Rd.
- Le rayonnement atmosphérique Ra.
- le rayonnement du sol Rs.

) Les pyranomètre

Sont utilisés pour la mesure du rayonnement émis.



Figure 04 : photo de pyranomètre (originale).

I.3.1.3 Température de l'air

La quantité d'eau évaporée est influencée par les variations de la température. Le pouvoir évaporant de l'air augmente avec l'élévation de la température qui a son tour fait varier le taux de saturation de l'air.

La mesure de la température repose sur une grande diversité de méthodes à l'exemple :

-) La thermosonde
-) Le thermocouple
-) Infrarouge
-) Des captures de type mécanique et acoustique.
-) La mesure actinothermique. (BOURON.B .1992)

I.3.1.4. Humidité de l'air

L'approvisionnement en énergie du soleil et de l'air environnant est la force d'entraînement principale pour vaporisation de l'eau, la différence entre la pression de vapeur d'eau à évaporer la surface et l'air environnant est le facteur détermination pour l'extracteur de vapeur. Les champs bien arrosés dans des régions arides et chaudes consomment de grandes quantités de l'eau due à l'abondance d'énergie et la puissance de dessèchement de l'atmosphère. Dans des régions tropicales humides, malgré l'absorption d'énergie élevée, l'humidité élevée d'air réduira la demande d'évapotranspiration. Dans un tel environnement, l'air est déjà près de saturation, de sorte que moins d'eau additionnelle

puisse être stockée et par conséquent le taux d'évapotranspiration est inférieur dans des régions arides (BOUDJELLAL 2009).



Figure 05 : photo d'Hygromètre (Source : LADLANI, 2006).

) **Hygromètre** : L'appareil de mesure de l'hygrométrie.

L'état hygrométrique de l'air se définit à partir de différentes grandeurs :

- La pression de vapeur d'eau dans l'air P.
- Soit h : une pression atmosphérique :
 - Pression air sec + pression de la vapeur dans l'air

$$h = P_a + P \quad (3)$$

- La température du point de rosée de l'air, c'est la température à laquelle il faut refroidir l'air humide pour attendre la saturation (td est telle que p=p(td)).
- L'humidité relative de l'air humide, soit le rapport entre la pression réelle de vapeur d'eau P (td), et la pression de vapeur saturante P (ta), valeur maximum de Pa, de la température ambiante (Ta) avant condensation :

$$H\% = \frac{P(td)}{P(ta)} \times 100 \quad (4)$$

I.3.1.5. La pression de l'air

Pour le climatologue PEGUY (1970), le pouvoir évaporant se trouve en rapport inverse à la pression de l'air. Une élévation de la pression de l'air provoque une diminution de l'évaporation.

DALTON, sa loi vérifiée par PEGUY, est résumée comme suit et tient compte de la vitesse d'évaporation, et de la pression de l'air : «La vitesse d'évaporation est inversement proportionnelle à la pression de l'air au-dessus du liquide, et qui dépend par ailleurs de la tension de la vapeur qui se trouve déjà au-dessus du liquide. La vapeur d'eau maximale croît linéairement avec la température".

Finalement, les facteurs cités sont indépendants l'un de l'autre et agissent tous sur le pouvoir évaporant. Ce qui donne au phénomène d'évaporation un caractère très complexe. Ce qui a pour conséquence une application des formules très difficile, dans les conditions géographiques et climatiques de l'expérimentation (LADLANI, 2006).

I.4. Les facteurs influencent sur l'évapotranspiration

I.4.1. Les facteurs géographiques (essentiellement la topographie)

- ✓ l'état de la surface évaporant,
- ✓ l'altitude,
- ✓ effet du site,
- ✓ la latitude
- ✓ la proximité de la mer,
- ✓ orographie (exposition des versants au soleil, aux vents, pentes) (Mjeira, M. 2015).

I.4.2. Les facteurs biologiques (le couvert végétal) :

- ✓ les espèces végétales (stade phénologique de la culture considérée),
- ✓ hauteur du couvert végétal,
- ✓ résistance stomatique,
- ✓ la profondeur des racines,
- ✓ besoins ou non d'eau.

I.4.3. Les facteurs pédologiques (les sols) :

- ✓ la capacité de rétention en eau du sol,
- ✓ la réserve utile dans le sol,
- ✓ humidité du sol,
- ✓ la texture du sol. (Mjejra, M.2015)



Figure 06 : les facteurs pédologiques (Source : Arborera, Alirio. Mai 2014).

Certains facteurs sont facilement mesurables (température, vent, insolation) d'autres sont mal connus (profondeur des racines, hauteur du couvert végétal) et ces mesures sont souvent rares pour être utilisées en routine. De plus, ces facteurs n'ont pas le même pouvoir pour favoriser ou accélérer le processus de l'évaporation. En effet, d'après Courault et al. (2005), l'évapotranspiration est très liée au rayonnement solaire et au bilan d'énergie à la surface du sol.

Les sources d'erreurs expérimentales et la précision d'un évapotranspiromètre ont été analysées par Perrier et al. (1974). Ces auteurs ont noté un certain nombre de limitations et de contraintes liées à cette technique.

Ils ont toutefois souligné que cette méthode reste indispensable pour vérifier ou tester les autres méthodes de mesure de l'évapotranspiration (MAKHLOUFI, 2010).

I.5.Mesure de l'évapotranspiration

L'estimation de la valeur exacte et réelle de l'évapotranspiration reste toujours le but des chercheurs (agronomes, hydrologues, et les ingénieurs hydrauliciens). Plusieurs méthodes ont été utilisés pour calculer ou estimer la valeur de l'ET. Mais en générale il existe deux méthodes qui nous permettent de connaître cette composante essentielle du bilan hydrique surtout dans les domaines d'irrigation ainsi que la gestion des ressources hydriques ; dans notre étude il s'agit de la valeur de l'ET climatique (régionale). En outre, on peut classer ces méthodes en deux types parues qui sont :

- La méthode directe « instruments et appareils »
- La méthode indirecte « utilisation des formules empiriques ».

I.5.1. Mesure directe

I.5.1.1.Evapotranspiromètre ou case lysimétrique

L'évaporation peut être mesurée en une station avec tous les autres termes du bilan hydrique dans un dispositif appelé lysimètre ou évapotranspiromètre qui empêche les mouvements latéraux et permet de mesurer l'infiltration profonde. Les apports (pluie, irrigation) sont également mesurés ainsi que l'humidité aux différentes profondeurs. Il est alors possible d'évaluer les variations de stock d'eau et l'évapotranspiration. Ces dispositifs sont coûteux et difficile à gérer. Il est donc réservé aux stations de recherche et aux installations importantes d'irrigation disposant de techniciens qualifiés. Il s'agit d'une cuve enterrée placée au milieu d'une parcelle irriguée, qui sert d'anneau de garde, et dans laquelle on reconstitue un sol recouvert de la même culture dans les mêmes conditions. La culture dans la cuve est arrosée avec un léger excès d'eau, et l'eau de drainage est récupérée au moyen d'un tuyau se déversant dans un bac de récupération (Figure 07). La détermination de l'ETP à partir des mesures sur l'évapotranspiration se fait par différence entre les apports et les pertes

$$\text{ETP} = \text{pluie} + \text{Irrigation} - \text{Drainage} \pm R$$

Les variations de réserve du sol (R) seront négligeables en valeur relative si l'alimentation en eau est régulière, et si la période de calcul est suffisamment longue (une semaine à de jours au minimum). (MAKHLOUFI ,2010)

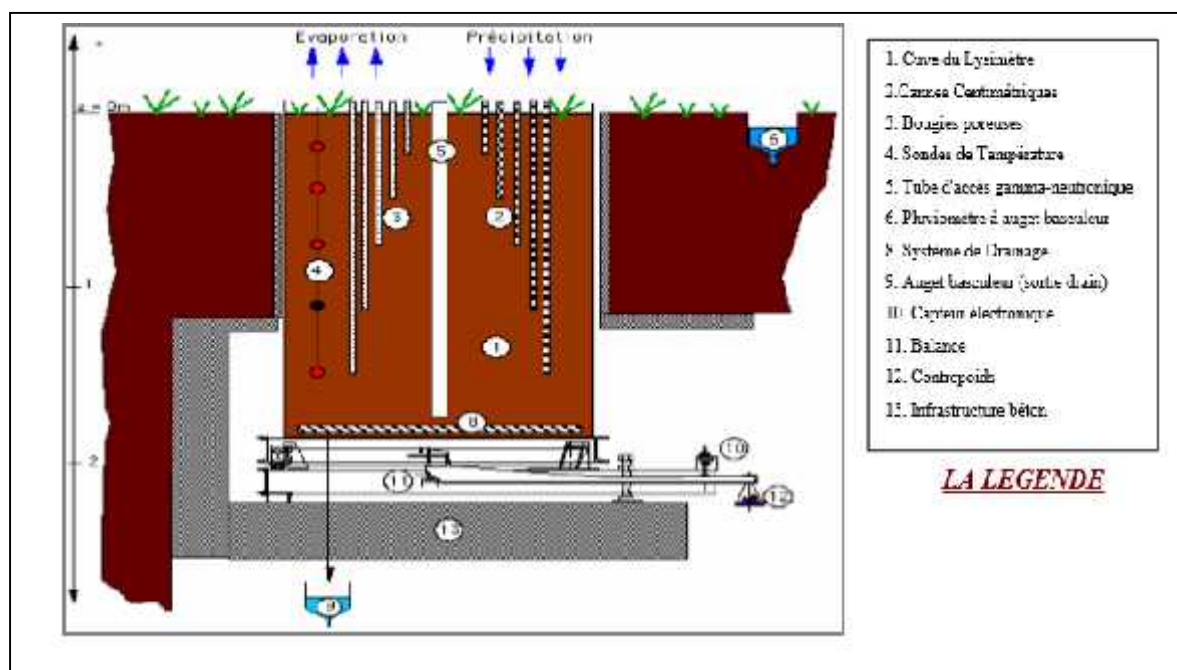


Figure 07 : Case lysimétrique. (Source : MAKHLOUFI .A.2010)

I.5.1.2. Bacs d'évaporation

Malgré l'intérêt évident de leur normalisation, les bacs d'évaporation utilisés dans les divers pays sont de formes, de dimensions et de caractéristiques différentes, car les spécialistes ne sont pas d'accord sur le meilleur type à employer. On peut classer ces appareils en trois catégories suivant qu'ils sont disposés à la surface du sol, enterrés dans celle-ci ou installés de façon à flotter sur une nappe d'eau.

I.5.1.3. Bac « classe A »

L'ONM a adapté un instrument d'évaluation de l'ETP, cet évaporomètre est de norme internationale, il est de forme cylindrique de diamètre 121,9 cm et de profondeur 25,4 cm. Pour remédier aux lacunes des débris végétaux et autres, les climatologues, ont adapté que l'eau doit être située entre 5,1 à 7,6 cm du rebord. Pour permettre à l'air de circuler librement sous le bac, ce Le niveau de l'eau du bac dernier se trouve placé à 15,2 cm au-dessus du sol. Est mesuré à l'aide d'une jauge à crocher. La différence entre les deux mesures ou prélèvements représente la quantité d'eau perdue par évaporation, en tenant compte des quantités d'eau ajoutées par les intensités de pluie et par les recharges effectuées pour maintenir le niveau de l'eau dans le bac (CHARLES R., 1975)

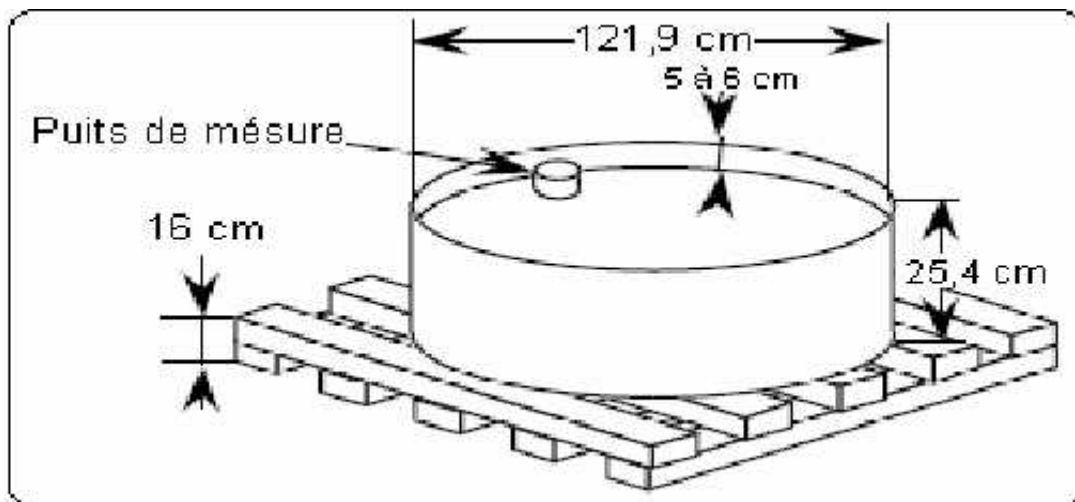


Figure 08: Bac classe « A » (Source: BEN MANSOUR-2013).

I.5.1.4. Bac Colorado

Le bac Colorado est de caractéristiques différentes par rapport au bac de classe A. Ses dimensions sont nettement inférieures à celle du bac classe (A). Il est de forme carrée de 91.4 cm de côté et 45.7 cm de profondeur. Pour question de sécurité des venues extérieures, l'eau est maintenue au niveau du sol à 10.2 cm du rebord. (BEN MANSOUR-2013)

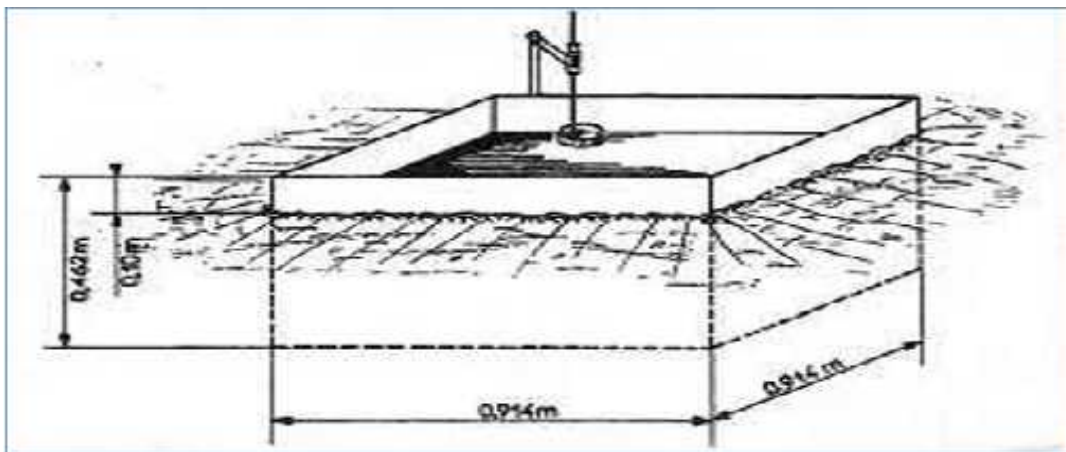


Figure 09 : Le Bac Colorado. (Source : BEN MANSOUR-2013).

I.5.1.5. Bac flottant

C'est un bac, généralement de la dimension d'un bac de classe A, qui flotte sur des réservoirs avec des flotteurs convenables. Si le flux d'air n'est pas trop modifié par l'installation, les pertes d'eau du bac sont les mêmes que celle du lac avec une légère modification liée aux effets de bord.

Dans certains cas, c'est un bac Colorado qui est partiellement immergé dans une étendue d'eau naturelle. Le bac est muni d'un flotteur périphérique, l'ensemble ayant été calculé de telle sorte que, rempli normalement, le bac n'émerge que de 10 cm (**J.P. BRUNEL-1992**)



Figure 10 : Bac flottant (Source : J.P. BRUNEL-1992)

I.5.1.6. Evaporomètre à Balance

Ce type d'instrument est facile d'emploi, il suffit de prendre un échantillon de terre, de le faire peser, par la suite de le faire sécher à l'air libre et faire une deuxième pesée. La différence entre les deux pesées détermine la quantité évaporée (**NORIM et al ,2007**).

I.5.1.7. Evaporomètre de Piche

Cet instrument est composé de deux parties. L'une c'est le tube en verre rempli d'eau, pour effectuer les mesures directes journalière. L'autre, c'est une pastille en forme de buvard composée de deux faciès l'une mouillée par l'eau du tube et l'autre à l'air libre qui se dessèche à mesure que la température augmente.

Ce Piche nous permet de lire directement la quantité d'eau évaporée. Il est à recommandé de procéder au remplissage total du tube par l'eau sans bulle d'air, lors de la fixation de la pastille (**CHARLES ,1975**).

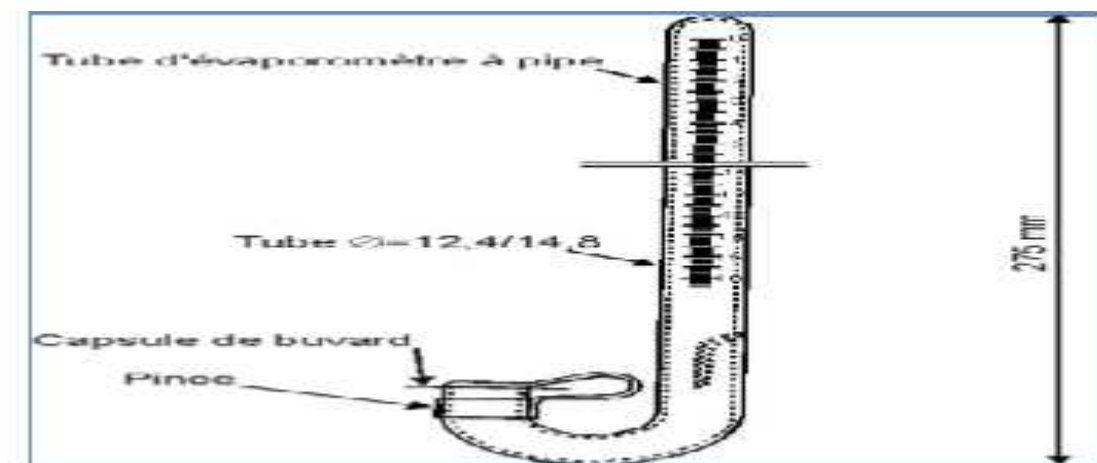


Figure 11 : Evaporomètre de Piche (Source : Mjeira.M.2015).

I.5.2. Mesure indirectes

Vu la complexité de la mise en œuvre d'un dispositif de mesure de l'ETP et à défaut de mesures directes, il est toujours préférable d'utiliser à des méthodes d'estimation. On dispose en effet actuellement de formules et de méthodes suffisamment variées, et adaptées à différents climats. De plus, une bonne estimation vaut mieux qu'une mauvaise mesure. Nous allons essayer de passer en résumé les principales formules d'estimation de L'ETP (HIDAoui et LOUANNAS ,2014).

I.7.2.1. Formule de TURC

Turc rechercha à partir de 1945 une expression algébrique représentant au mieux l'évaporation mensuelle et même décadaire observée sur les cases lysimétrique de Versailles, Rothamsted, Groningen et d'autres stations situées en Ecosse, en Afrique du Nord et aux Indes. Il aboutit ainsi, vers 1953, à une formule complexe donnant l'évapotranspiration potentielle en fonction de l'insolation et de la température.

En 1962, Turc a proposé les formules simplifiées suivantes :

Lorsque l'humidité relative mensuelle est supérieure à 50%, on peut évaluer avec une approximation suffisante l'évapotranspiration potentielle mensuelle d'un périmètre irrigué par la formule suivante :

$$E = 0.4 (I + 5) \frac{I}{t+1} \quad (5)$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle mensuelle (mm).

I_g : Radiation solaire globale du mois considéré sur une surface horizontale (quelques calories/cm²/jour).

t : Température moyenne mensuelle du mois considéré (C°).

Le coefficient 0.40 est le résultat du produit 0.013 j Donc :

Pour le mois de 31 jours on a : $0.013 \times 31 = 0.40$

Pour le mois de 30 jours on a : $0.013 \times 30 = 0.39$

Pour le mois de février le coefficient est 0.37

La radiation solaire globale n'est mesurée qu'en un petit nombre de stations, on devra souvent l'évaluer à partir de la radiation maximale théorique I_{ga} , calculée d'après les données astronomiques et d'après le rapport h/H de la durée d'insolation effective (mesuré par un héliographe) à la durée du jour astronomique (en heures).

On emploie souvent la formule suivante dérivée de celle d'Angström :

$$I_t = I_{ga} (0,1 + 0,6 \frac{h}{H}) \quad (6)$$

Avec :

h : Durée d'insolation réelle (heures).

H : Durée astronomique du jour (heures).

I_{ga} et H ne dépendent que de la latitude.

Si l'humidité relative mensuelle de l'atmosphère est inférieure à 50%, on multiplie l'ETP calculée par le facteur correctif suivant $(1 + \frac{5-H}{7})$ où

H_r est l'humidité relative moyenne de l'air pendant le mois considéré (%). En pratique, le terme correctif ci-dessus n'intervient que dans le cas des climats désertiques ou subdésertiques. (LADLANI IBTISSEM ,2007)

I.7.2.2. Formule de Thornthwaite (1944)

L'équation de Thornthwaite a été la première équation publiée permettant d'estimer l'évapotranspiration. Elle a été développée à partir des mesures sur des cases symétriques dans l'est des États--Unis.

$$ETP = cT^a = 1,6 \left(\frac{T}{t}\right)^a T^a L_a \quad (7)$$

ETP = évapotranspiration (cm/mois)

T = température moyenne mensuelle de l'air supérieure à 0 C°

C = constantes

I = indice thermique

L = rapport de la longueur du jour (**HIDAOUI et LOUANNAS ,2014**)

I.7.2.3. Formule de Blaney – Criddle

La méthode de Blaney Criddle a été développée principalement pour les zones arides et semi-arides de l'ouest américain et sert principalement à estimer les besoins d'irrigation. Elle estime l'évapotranspiration réelle :

$$CU = K T P / 100 = K F \quad (8)$$

CU = évapotranspiration réelle (mm/mois).

K = coefficient de culture

T = température moyenne mensuelle de l'air (°F)

P = % du nombre d'heure de clarté pour le mois par rapport au nombre annuel (%)

L'équation s'écrit sous la forme suivante :

$$CU = 25,4 K P / 100 (9 / 5 T + 32) \quad (9)$$

CU = évapotranspiration réelle (mm/mois)

T = température moyenne mensuelle de l'air (C°) (**Oudin, Ludovic.2004**).

I.7.2.4. Formule de BAIER ET ROBERTSON (1965)

Le modèle de Baier et Robertson a été développé à partir des mesures d'un atomètre de Bellani :

$$ETP = -5,39 + 0,157 T_{max} + 0,158(T_{max} - T_{min}) + 0,00457 RA \quad (10)$$

ETP = évapotranspiration potentielle (mm/j)

T_{max} = température journalière maximale de l'air (C°)

T_{min} = température journalière minimale--de l'air (C°)

RA = Radiation extra-terrestre (cal/cm² j = Langley)

I.7.2.5 Formule de PRIESTLEY et TAYLOR

SLATYER et Mc ILROY (1961) considèrent que le premier terme de la formule de Penman représente la limite inférieure de l'évaporation d'une interface évaporant lorsqu'elle est "en équilibre" avec l'atmosphère environnante et définissent ainsi l'évaporation à l'équilibre E_e :

$$E_{T0} = \left[\frac{H}{H + \gamma} \right] (R_n / L) \tag{11}$$

Les conditions d'équilibre, définies ci-dessus, se rencontrent exceptionnellement dans les conditions naturelles, même au-dessus de l'océan, car la couche limite atmosphérique n'est jamais parfaitement homogène et renferme des zones de perturbations occasionnelles. Dans ces conditions persiste constamment un déficit résiduel de saturation de l'atmosphère, y compris au-dessus de l'océan.

Ce concept de l'évaporation d'équilibre E_e peut néanmoins servir de référence à une relation empirique qui lui compare l'évaporation E_{pe} d'une interface évaporant dans les conditions minimales d'advection. PRIESTLEY et TAYLOR (1972) proposent pour cela une relation du type :

$$E_{pe} = E_{T0} = \left[\frac{H}{H + \gamma} \right] (R_n / L) \tag{12}$$

L'analyse de données diverses portant sur l'océan et des surfaces terrestres saturées les ont conduits à proposer une valeur universelle et constante de $\alpha = 1.26$. Cette valeur a été notamment confirmée par STEWART et ROUSE (1976) pour les lacs et mares peu profonds, puis par de multiples autres auteurs.

I.7.2.6. Formule de PENMAN

Penman a développé une équation combinant la composante de l'énergie nécessaire pour soutenir l'évapotranspiration et la composante du bilan de masse liée au gradient de vapeur. Elle essaie de faire une moyenne pondérée des deux composantes :

$$E = \frac{H + \gamma E_a}{\gamma} \tag{13}$$

ETP = évapotranspiration (mm/j)

H = radiation nette (mm/j)

E_a = évaporation due au bilan de masse (mm/j)

= pente de la pression de vapeur saturée à la température moyenne de l'air (kPa/C°)
(mbar/C°) (mm Hg/C°)

= constante psychrométrique (même unités que)

= 0,065 kPa/C°

= 0,65 mbar/C°

= 0,486 mm Hg/C° (LADLANI, 2006)

I.7.2.7 Formule générale de PENMAN- MONTEITH

La formule de PENMAN – MONTEITH est une combinaison du bilan énergétique et de la méthode de transfert de masse. Parmi les différentes méthodes de calcul des ETP, elle est recommandée par la FAO (Allen et al, 1998). Cette formule brute se présente comme suit :

$$\lambda = \frac{\Delta(R_n - G) P_a C_p \left(\frac{e_w - e}{r} \right)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (14)$$

Rn : rayonnement net

G : flux de chaleur du sol

Pa : densité moyenne de l'air

Cp : chaleur spécifique d'air

: chaleur latente de changement d'état (2450 kJ.kg-1)

e : tension de vapeur à la température t

ew : tension de vapeur saturante à la température t

: la pente de la courbe de tension de vapeur saturante

ra : la résistance aérodynamique

rs : la résistance du couvert végétal

: la constante psychrométrique

Pour une échelle de temps horaire, et un gazon bien irrigué, l'équation de Penman – Montieith (FAO) donne une Evapotranspiration de référence (ET0) :

$$E_0 = \frac{0.4 (R_n - G) d + \gamma \frac{3}{r_a + 2} V (e_w - e)}{\gamma \left(1 + \frac{r_s}{2} V \right)} \quad (15)$$

ET0 : évapotranspiration de référence (mm/h),

Rn : rayonnement net (W./m), G flux de chaleur du sol (W/m),

d : longueur du pas de temps en k secondes (d=3.6 10⁻³ ks)

t : température moyenne horaire de l'air (C°),

γ : pente de la courbe de la tension de vapeur saturante (kPa/C°),

γ : Constante psychrométrique (kPa/C°),

e : tension de vapeur à la température t (kPa),

ew : tension de vapeur saturante (kPa),

v vitesse moyenne du vent à 2 m (m/s) (LADLANI.I, 2006).

I.7.2.9. Formule de PENMAN – MONTEITH pour le calcul de l'ETP journalier

Lorsqu'on ne dispose que de données journalières on peut calculer l'évapotranspiration de référence à l'aide de la formule suivante, dérivée l'équation de Penman – Montieith (2). Cette équation est celle de la FAO (1998)

$$E_0 = \frac{0,4 \frac{R_n d + \gamma \frac{9}{t+2} v (e_w - e)}{\gamma (1 + 0,3 v)}}{\quad} \quad (16)$$

ETP : évapotranspiration potentielle (mm/j),

Rn : rayonnement net (W/m),

d : longueur du pas de temps en k secondes (d=0.0864 ks)

Tmoy : température moyenne quotidienne de l'air à 2m (C°),

γ : pente de la courbe de la tension de vapeur saturante (kPa. /C°),

γ : Constante psychrométrique (kPa/C°),

e : tension de vapeur (kPa),

ew : Tension de vapeur saturante (kPa),

v : vitesse du vent à 2m (m/s) (LADLANI.I, 2006).

I.7.2.10. Formule dite ANRH

Il arrive souvent que les données climatiques ne soient pas disponibles pour permettre le calcul de l'ETP. Dans ce cas, on peut utiliser la formule ETP de l'ANRH, qui permet d'évaluer l'évapotranspiration potentielle mensuelle à partir de la seule mesure de la température moyenne mensuelle correspondante de la position géographique (LADLANI.I.2006).

$$\text{ETP ANRH} = K_r \times K_m (H - 187) (0.032 t + 0.077) \quad (17)$$

Avec :

ETP : Evapotranspiration potentielle (mm/mois).

K_m : Coefficient mensuel.

K_r : Coefficient régional

t : température moyenne mensuelle pour le mois considéré (C°).

H : Durée théorique mensuelle d'insolation (heures/mois) et elle est exprimée en fonction de l'ordonnée (Y) de Lambert selon la formule suivante :

$$H_i = a_i Y + b_i$$

II.1 Caractéristiques géographiques

Le bassin du Cheliff-Zahrez est situé au Nord-Ouest de l'Algérie, la région hydrographique « Cheliff-Zahrez » regroupe trois bassins hydrographiques à savoir ; le Cheliff, le Zahrez et le Côtier Dahra.

Le bassin du Cheliff qui s'étend sur 43750 km², est le plus vaste bassin hydrographique du nord du pays. Il est compartimenté naturellement en trois bassins versants :

1. Le bassin du Cheliff-amont du barrage de Boughzoul,
2. Le bassin du Haut et du Moyen Cheliff,
3. Le bassin du Bas Cheliff et de la Mina.

Le bassin du Haut et du Moyen Cheliff est situé à 100 km au sud-ouest d'Alger, couvre une superficie d'environ 10 930 Km². Il est limité au Nord par les monts du Zaccar et les monts de Dahra, au Sud les contreforts de l'Ouarsenis, à l'Ouest par le bassin versant du bas Cheliff et le seuil de Boukadir et à l'Est par Djebel Gountas. **(Aoumeur.N et. Belal. K ,2007).**

Il est géographiquement caractérisé par plusieurs éléments dont :

1) Un relief diversifié ce dernier est constitué par 4 régions naturelles s'orientant parallèlement au littoral.

- Au nord : les hautes collines des monts du Dahra et du Zaccar.
- Au sud : celles de l'Ouarsenis.
- Au centre : les plaines.

2) Un climat aux températures extrêmes Le climat de la région de Chlef est de type :

- Méditerranéen subhumide dans la partie nord.
- Continental vers le sud.

3) Une hydrographie moyenne avec notamment l'Oued Cheliff, dont le cours est le plus important de l'Algérie et qui traverse le bassin d'Est en ouest. **(ABH, 2009).**

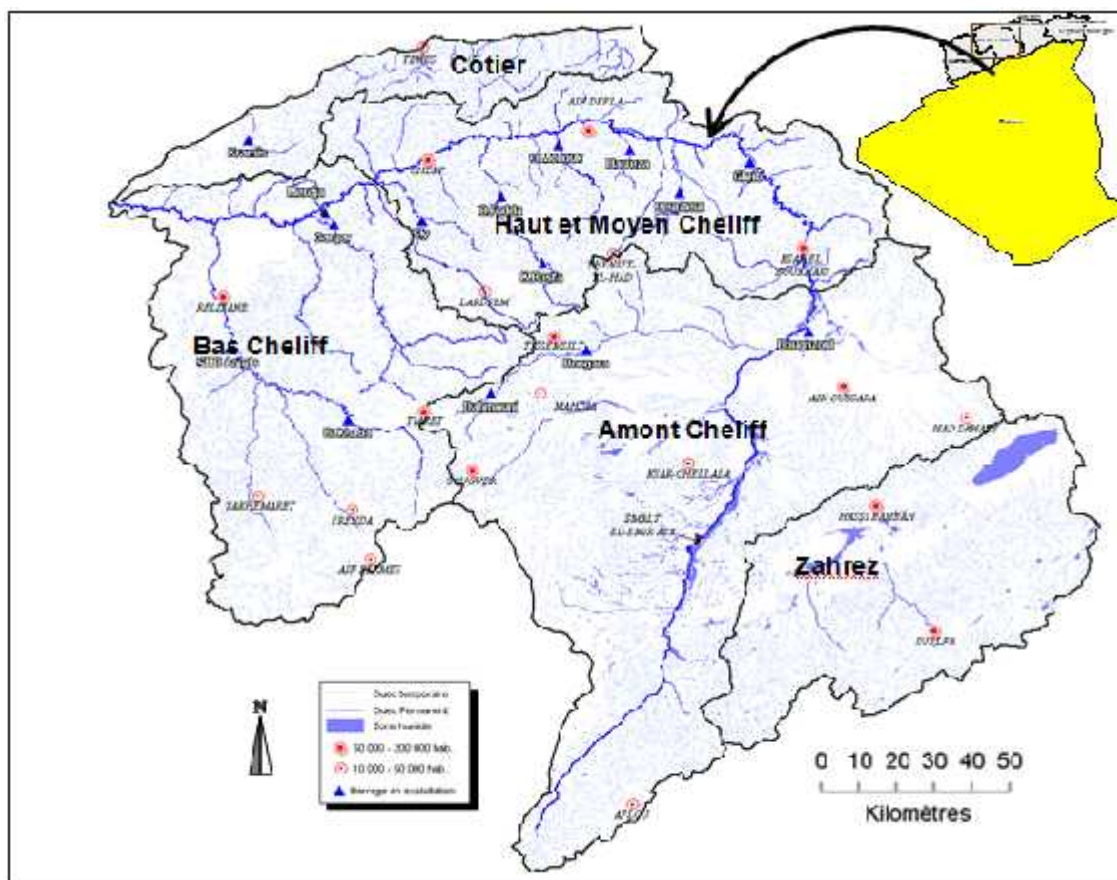


Figure 12 : Bassin versant Haut et Moyen Cheliff (source : ABH. 2009)

Les trois stations retenues dans notre étude sont localisées dans la vallée du haut et du moyen Cheliff à savoir Khemis Miliana et Chlef. Alors que la station de Miliana se situe sur les contreforts du Zaccar figure 13. Le tableau 2 nous renseigne sur les caractéristiques des trois stations étudiées.

Tableau 2 : représente les démentions géographique des stations de Miliana, Khemis Miliana et Chlef

station	Miliana	Khemis Miliana	Chlef
X (degré)	36°30 ^{min}	36° 30 ^{min}	36°.20 ^{min}
Y (degré)	2.23°	2.23°	1.33°
Z (m)	715	300	143



Figure13 : localisation des stations étudiées (Source : Google Arth).

II.3.Caractéristiques climatiques

Les plaines du Cheliff, en général, ont un climat spécial, de type continental semi - aride, célèbre par sa dureté, malgré la proximité de la mer (50km en moyenne). Généralement, on assiste à un été long et tempéré, des hivers pluvieux et froids et des automnes et des printemps très courts.

II.3.1. Pluviométrie

Le bassin du Haut et du Moyen Cheliff est équipé d'un réseau pluviométrique de (57) postes, dont (53) sont opérationnels, soit une densité de (05) postes pour 1000 Km². La pluviométrie moyenne interannuelle dans le bassin varie de 227 à 700 mm ; elle est concentrée sur les versants sud des monts de Dahra et du Zaccar, avec une moyenne interannuelle maximale de 700 mm. Les précipitations diminuent dans la vallée du Cheliff où elles varient entre 300 et 400 mm (ABH ,2009).

II.3.2. Température

Le bassin du Haut et du Moyen Cheliff est caractérisé par une température moyenne interannuelle oscillant de 13 à 20 C° avec un maximum mensuel de plus de 30,6C°, enregistré au mois de juillet à la station de Ain Defla et un minimum mensuel de

4,6C° enregistré au mois de janvier à la station de Ouzera, commune de Zoubiria (wilaya de Médéa). (ABH ,2009).

Tableau 03 : Moyennes mensuelles des températures(C°) et des précipitations (mm) aux stations de Chlef, Miliana et Khemis Miliana (2011).

Mois	Chlef		Miliana		Khemis Miliana	
	Précipitation (mm)	Température (c°)	Précipitation (mm)	Température (c°)	Précipitation (mm)	Température (c°)
Janvier	67,3	11,56	109,11	9,71	30,9	11,21
Février	106,8	11,46	165,3	9,07	127,5	10,82
Mars	26,3	15,09	67,4	12,55	74,6	15,02
Avril	71,9	19,84	121,3	17,89	89,4	18,96
Mai	100,5	22,2	148,8	19,28	20,2	21,4
Juin	21	25,97	17,4	23,66	2,1	25,68
Juillet	0,6	29,82	3,6	27,37	0	29,87
Aout	0	31,24	1,9	29,3	0	31,33
Septembre	10,1	26,59	0,3	24,6	0,2	26,5
Octobre	22,7	21,83	52,2	19,13	34,7	20,56
Novembre	114,1	16,39	178,55	13,75	107,6	15,57
Décembre	22,5	12,08	67,4	10,32	35,3	11,33
Total	563,8	20,33	933,26	18,05	522,5	19,85

Source : ONM

II.3.3.Diagramme Ombrethermique de Gaussen

Gaussen (1953) ont caractérisé un mois sec par la relation $P < 2T$, avec :

P : moyenne mensuelle des précipitations en mm

T : moyenne mensuelle des températures en °C avec $T = (M+m)/2$.

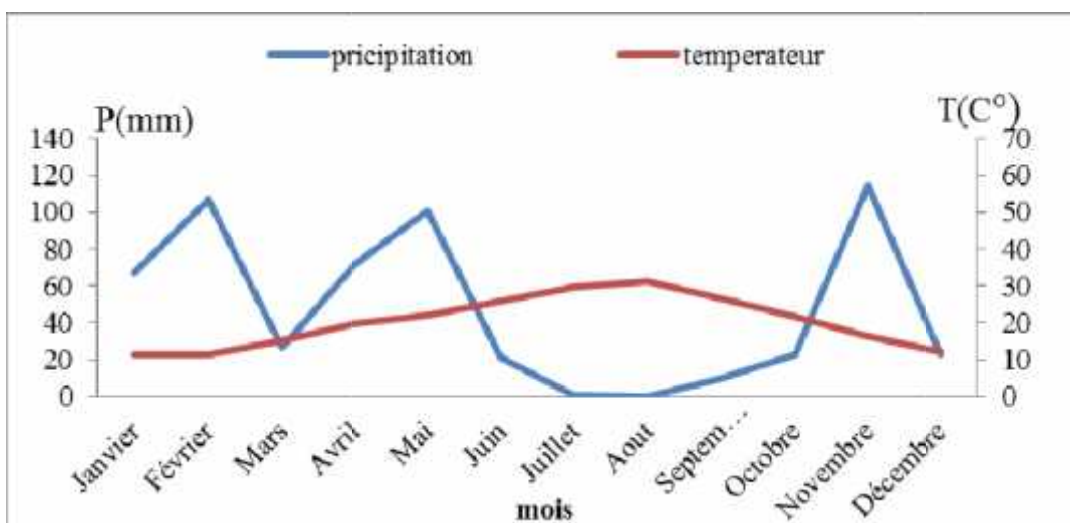


Figure 14 : digramme ombrethermique de la station de Chlef (2011).

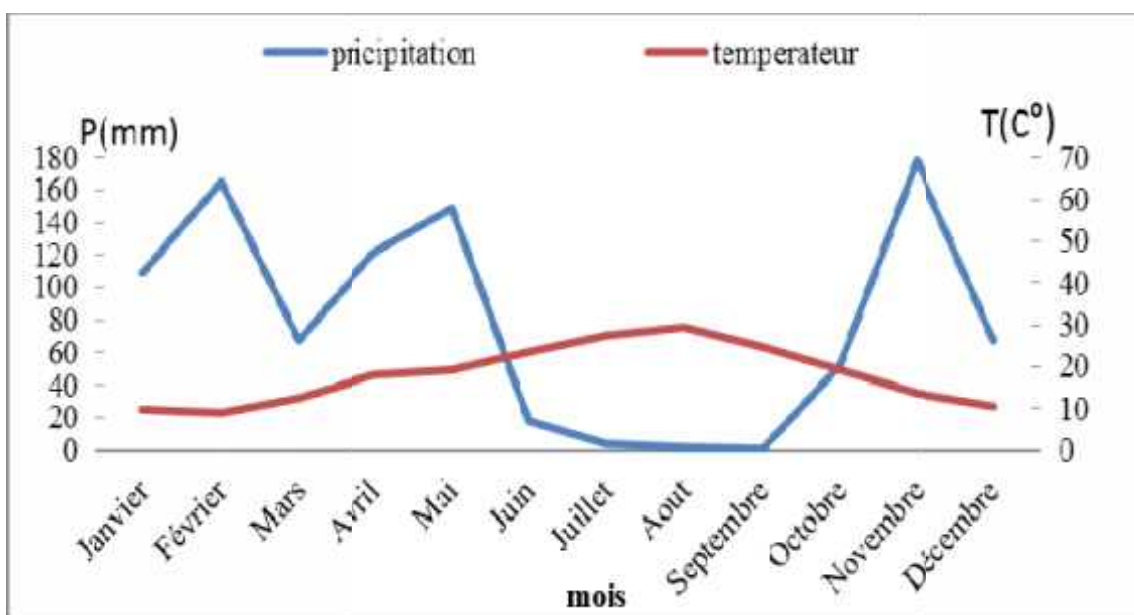


Figure 15 : digramme ombrethermique de la station de Miliana (2011).

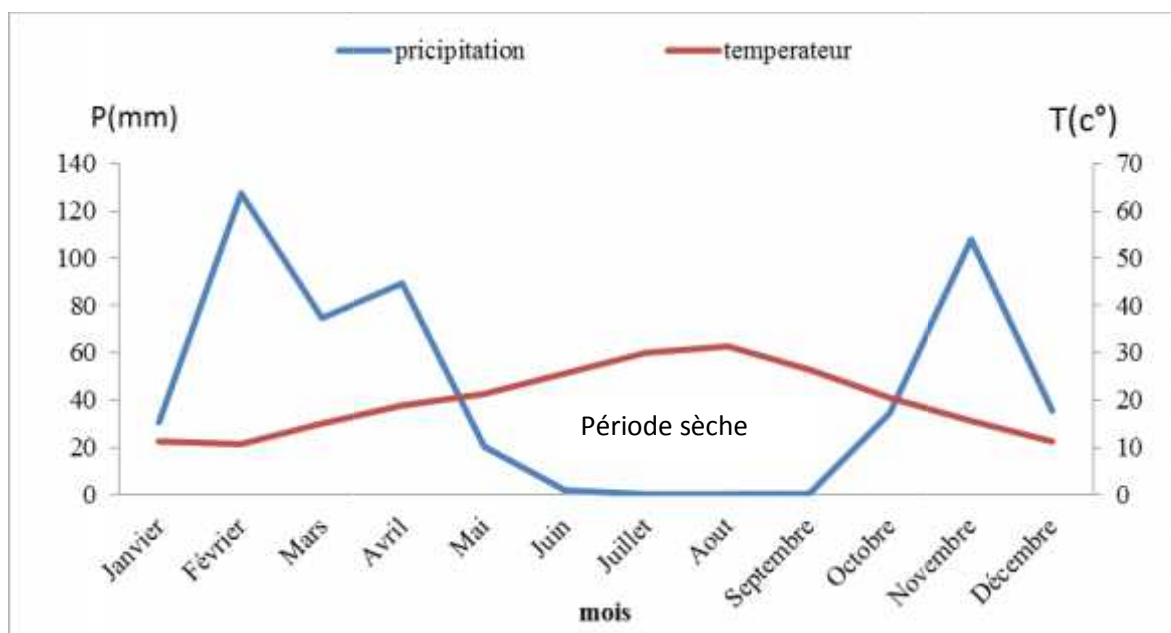


Figure 16 : digramme ombre thermique de la station de Khemis Miliana (2011)

D'après le tableau (3) et les figures 14,15 et 16 on peut dire que le mois de Novembre représente le mois le plus pluvieux dans l'année pour les stations de Miliana et Chlef 114 mm et 178 mm respectivement et 127mm au enregistré au mois de Février à la station de khemis Miliana. Alors que le mois de Juillet et Aout représente les mois les secs de l'année.

La période sèche au niveau des trois stations s'étale du mois de Mai et Juin jusqu'au mois d'Octobre.

II.3.3.Le vent

Le vent a un rôle important à l'échelle microclimatique car il influe sur d'autres paramètres telles que la température, l'humidité de l'air et l'évapotranspiration.

Dans notre région d'étude, les vents dominants sont des vents ouest. Durant la période estivale, la région reçoit des vents sud à caractères secs et chauds, c'est le sirocco qui souffle en été et accélère l'évapotranspiration.

La figure ci-dessous expose les valeurs moyennes mensuelles de la vitesse du vent sur une période de 20 ans. L'analyse de ces valeurs montre que la vitesse moyenne du vent enregistrée au cours de ces deux décennies est de 2.4 m/s, soit 3 m/s en mois de juillet et

1,9 m/s en mois de janvier. Ces valeurs montrent que notre région d'étude présente des vents faibles ou modérés n'ayant aucune incidence sur le développement de la culture. (MOSTEFAOUI .H, 2011).

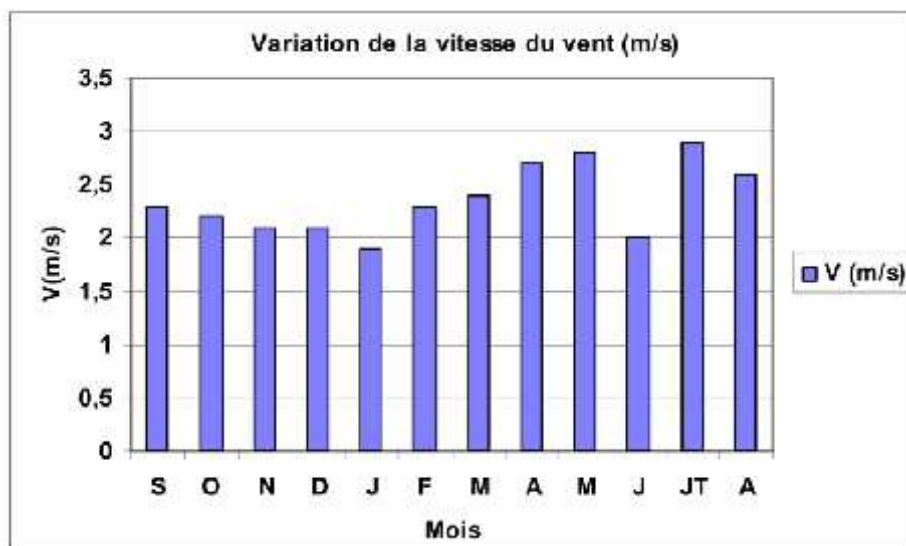


Figure 17 : Variation de la vitesse moyenne du vent en m/s (1981-2000). (Source : MOSTEFAOUI .H.2011).

II.3.4.Insolation

C'est la durée pendant laquelle le rayonnement solaire a réellement touché le sol ; elle dépend de l'état de l'atmosphère, de la couverture nuageuse du lieu et des obstacles physiques existants au tour du site de mesure.

La région d'étude est une région très ensoleillée ; l'insolation atteint son maximum en période estivale.

On conclusion, la zone d'étude est une zone au climat méditerranéen, climat relativement froid en hiver et chaud en été. L'analyse des différents diagrammes permet de visualiser une période pluvieuse qui s'étend généralement du mai d'octobre à la fin d'avril et une période sèche pour le reste de l'année. Toutefois les mois de juin, juillet et août demeurent les mois les plus secs. Par conséquent, notre région ne reçoit qu'une faible quantité de précipitation avec un module annuel de l'ordre de 334 mm en moyenne, ce qui permet de

la classer dans l'étage climatique aride avec un $Q_2=34.8$ selon le diagramme d'Emberger (1955). (MOSTEFAOUI .H ,2011).

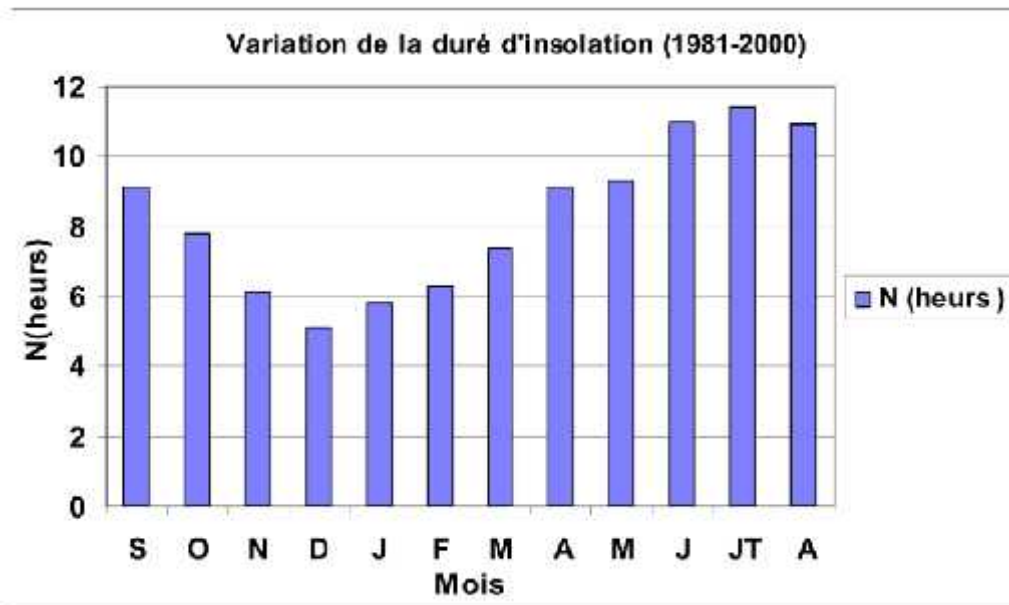


Figure 18 : Durée moyenne d'insolation (en heures), période 1981-2001. (Source : MOSTEFAOUI .H.2011).

II.3.5.Evapotranspiration

La vallée du Haut et du Moyen Cheliff atteint une valeur maximale de 1570 mm dans la station d'Ain Defla ; par contre on enregistre de faibles valeurs dans la station de Teniet El Had et Miliana situés dans les piémonts du bassin du Haut et du Moyen Cheliff. Le total potentiel évapotranspirée annuellement varie de 1200 mm à 1600 mm, soit plus du double du total de la pluviométrie. En saison froide l'ETP mensuelle décroît progressivement jusqu'à atteindre des valeurs inférieures à celles des précipitations. Par ailleurs elles sont fortement supérieures durant la saison chaude. (ABH, 2006).



Figure 19 : Variations mensuelles des précipitations moyennes et l'évapotranspiration potentielle dans le bassin Haut et Moyen Cheliff

II.4.Agriculture

Le haut et le moyen Chélif se caractérise par une assez grande homogénéité topographique à aptitude culturale importante : les sols sont formés par des alluvions récentes profondes,

La surface agricole utile du bassin du Haut et du Moyen Cheliff est de 472 242 ha, répartis à travers les communes des cinq wilayas incluses, ça région à vocation agricole, les principales spéculations qui y sont pratiquées sont les céréales, les fourrages, les cultures maraîchères, les cultures industrielles, l'arboriculture fruitière et les légumes secs.

Tableau 04 : Surface agricole utile par station (en hectares)

commune	Surface agricole utile (ha)
Miliana	557
Khemis Miliana	2428
Chlef	5460

II.5. Potentialités en eau

II.5.1 Ressources en eau souterraine

Les potentialités en ressources en eau souterraine, dans le bassin du Haut et du Moyen Cheliff sont estimées à $84,5 \text{ hm}^3/\text{an}$.

II.5.2 Ressources en eau superficielle

Le bassin du Haut et du Moyen Cheliff est totalement contrôlé par (14) stations hydrométriques. Néanmoins on rappelle que la superficie totale contrôlée par ces stations est plus étendue que l'aire d'étude. L'apport moyen annuel de l'ensemble du bassin s'élève, selon la série de référence étudiée, à $583,04 \text{ hm}^3$.

II.6. Réseau Hydrographique

Le bassin du Haut et du Moyen Cheliff regroupe onze (11) sous bassins hydrographiques du 0113 au 0123 (figure 12). Il présente un chevelu hydrographique très dense, avec un réseau de l'ordre de $2\ 181 \text{ km}$ d'oueds permanents et $5\ 572 \text{ km}$ d'oueds temporaires. Le principal cours d'eau, le Cheliff, traverse la zone sur 336 Km , qu'il draine avec ses affluents. La densité de drainage totale de la rive gauche est plus élevée que celle de la rive droite. Elle est de $0,93 \text{ km}/\text{km}^2$ dans le bassin d'Oued Fodda, sur la rive gauche et se réduit à $0,69 \text{ km}/\text{km}^2$ dans le bassin de l'oued Ebda, sur la rive droite. (ABH, 2006).

III.1. Origine des données

Les données météorologiques proviennent de l'Agence nationale des ressources hydriques (ANRH) et l'office national météorologique (ONM). Elles sont enregistrées au niveau de 03 stations météorologiques (Chlef, Miliana et Khemis Miliana) réparties dans le bassin du Haut et du Moyen Cheliff sur une période de deux années (2011-2012). Pour cela nous avons utilisé des différentes méthodes et modèles à savoir ; le modèle de Penman-Monteith (FAO), de Priestley-Taylor, Thornthwaite, l'approche de l'indice de précipitation antérieur et le modèle d'advection-aridité.

Les types de données collectés pour le calcul de l'évapotranspiration potentielle et réelle sont les suivants ; précipitations, Température de l'air (Température moyenne de l'air ($T_{moyenne}$), Température minimale de l'air (T_{min}) et Température maximale de l'air (T_{max})) Humidité de l'air (Humidité de l'air max ; Humidité de l'air min), la pression atmosphérique, le rayonnement net (R_n) et rayonnement solaire (R_s), la dure d'insolation et vitesse du ventetc.



Figure 20 : les instruments de mesure des paramètres météorologiques à la station de Ain Defla

III.2. Méthode de calcul

À partir des données météorologiques l'évapotranspiration potentielle et réelle est évaluée respectivement par les modèles suivants : FAO Penman-Monteith, Priestley-Taylor, Thornthwaite, l'approche de l'indice de précipitation antérieur et le modèle d'advection-aridité.

III.2.1 Paramètres atmosphériques

III.2.1.1. Pression atmosphérique (P)

La pression atmosphérique (P) est la pression exercée par le poids de la terre atmosphère :

$$P = 101.3 \left(\frac{z - 0.0}{2} \right)^{5.2} \quad (18)$$

Où :

P : pression atmosphérique [k Pa].

Z : altitudes au-dessus du niveau de la mer [m]. (Dirk.R, 2009).

III.2.1.2. constante psychrométrique ()

La constante psychrométrique () est donnée par :

$$\gamma = \frac{c_p P}{\epsilon} = 0.6 \quad x 10^{-3} P \quad (19)$$

Où :

γ : Constante psychrométrique [k Pa /C°].

P : Pression atmosphérique [k Pa].

λ : Chaleur latente de vaporisation, 2,45 [MJ/ kg].

c_p : Chaleur spécifique à pression constante 1,013 10⁻³ [MJ/ kg/ C°].

ϵ : Rapport poids moléculaire de la vapeur d'eau / air sec = 0,622.

La valeur de la chaleur latente varie en fonction de la température. Comme λ varie seulement légèrement sur des plages de températures normales, une valeur unique de 2,45 MJ/ kg est programme.

La valeur fixée pour λ est la chaleur latente pour une température de l'air d'environ 20 [C°]. (Dirk.R, 2009)

III.2.2. Température moyenne de l'air (T moyenne)

La température moyenne de l'air est donnée par :

$$T_m = \frac{T_{\min} + T_{\max}}{2} \quad (20)$$

Où :

T_m : Moyenne température de l'air [C°].

T_{\min} : Température minimale de l'air [C°].

T_{\max} : Température maximale de l'air [C°]. (Dirk.R, 2009).

III.2.3. Humidité de l'air

III.2.3.1. Pression de vapeur de saturation

$$e^{\circ}(T) = 0.6108 \exp\left[\frac{17.27T}{T+273.3}\right] \quad (21)$$

Où :

$e^{\circ}(t)$: La pression de vapeur de saturation à la température de l'air T [kPa].

T : températures de l'air [C°]. (Dirk.R, 2009)

III.2.3.2. Pression de vapeur de saturation moyenne pour un jour, 10 jours ou mois (s)

En raison de la non-linéarité de (l'équation 3.4), la pression moyenne de vapeur de saturation pour un jour, 10 jours ou mois est calculée comme la moyenne entre la pression de vapeur de saturation à la moyenne des températures maximales et minimales quotidiennes de l'air pour cette période (2 année) :

$$e_s = \frac{e^{\circ}(T_{max}) + e^{\circ}(T_{min})}{2} \quad (22)$$

Où :

e_s : La pression de vapeur de saturation [k Pa].

$e^{\circ}(T_{max})$: La pression de vapeur de saturation à l'air maximum température moyenne quotidien [k Pa].

$e^{\circ}(T_{min})$: La pression de vapeur de saturation à l'air minimal température moyenne quotidien [k Pa]. (Dirk.R, 2009).

III.2.3.3. Pente de la courbe de pression de vapeur de saturation (Δ)

Pour le calcul de l'évapotranspiration de référence, la pente de la relation entre la pression de vapeur de saturation et la température (Δ) est nécessaire. La pente de la courbe à une température donnée est donnée par :

$$\Delta = \frac{4}{(T+273.3)^2} \left[0.6108 e^{\left(\frac{17.27T}{T+273.3}\right)} \right] \quad (23)$$

Où :

Δ : Pente de la courbe de pression de vapeur de saturation à la température de l'air T [K Pa /C°].

T : température de l'air [C°]. (Dirk.R, 2009).

III.2.3.4. Pression de vapeur réelle (e_a) dérivée de la température de point de rosée

$$e_a = e^\circ(T_{dt}) = 0.6 \quad e \quad p \left[\frac{1.2 T_{dt}}{T_{dt} + 2.3} \right] \quad (24)$$

Où :

e_a : La pression de vapeur réelle [kPa].

T_{dt} : Température du point de rosée [C°]. (Dirk.R, 2009).

III.2.3.5. La pression de vapeur réelle (e_a) provenant de données psychrométriques

$$e_a = e^\circ(T_m) - \gamma_p (T_s - T_{hi}) \quad (25)$$

Où :

e_a : La pression de vapeur réelle [k Pa].

$e_a T_{hi}$: De la pression de vapeur saturante à la température de l'ampoule humide [k Pa].

γ_p : La constante psychrométrique de l'instrument [k Pa /C°].

$T_s - T_{hi}$: la dépression de la bulb humide, différence de température à bulb sec et humide.

La constante psychrométrique de l'instrument est donnée par :

$$\gamma_p = a_p P \quad (26)$$

Où :

a_p : est un coefficient dépendant du type de ventilation de l'ampoule humide [C°-1].

P : est la pression atmosphérique [kPa]. (Dirk.R, 2009).

III.2.3.6. La pression de vapeur réelle (e_a) provenant des données d'humidité relative

La pression de vapeur réelle peut également être calculée à partir de l'humidité relative. En fonction, dépendamment sur la disponibilité des données d'humidité, on utilise différentes équations :

Pour RH max et RH min :

$$e_a = \frac{e^\circ(T) \frac{RH_{min}}{1} + e^\circ(T) \frac{RH_{max}}{1}}{z} \quad (27)$$

Où :

e_a : La pression de vapeur réelle [kPa].

e° : (T_{min}) Pression de vapeur de saturation à la température minimale quotidienne [kPa].

e° : (T_{max}) Pression de vapeur de saturation à la température maximale journalière [kPa].

RH_m : Humidité relative maximale de [%].

RH_m Humidité relative minimale [%].(Dirk.R, 2009).

Pour RH_m :

$$e_a = e^\circ(T_m) \frac{R_m}{1} \quad (28)$$

Pour RH_m (Smith, 1992) :

$$e_a = e^\circ(T_m) \frac{R_m}{1} \quad (29)$$

III.2.3.7.Déficit de pression de vapeur ($e_s - e_a$)

Le déficit en pression de vapeur est la différence entre la saturation et la vapeur réelle Pression (e_a) pendant une période donnée. (Dirk.R, 2009).

III.2.4. Radiation

III.2.4.1.Rayonnement extra-terrestre (R_a)

Le rayonnement extra-terrestre(R_a) pour chaque jour de l'année et pour différentes latitudes est Estimée à partir de la constante solaire, de la déclinaison solaire et de la période de l'année par :

$$R_a = \frac{z}{n} G_s d_r [\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin(\omega_s)] \quad (30)$$

Où :

R_a : radiation extraterrestre [$MJm^{-2} j^{-1}$].

G_s constante solaire = $0,0820 MJ m^{-2} min^{-1}$.

d_r : distance relative inverse Terre-Soleil (l'équation 32).

ω_s : angle de l'heure du coucher du soleil (l'équation 34) [rad].

: latitude [rad] (l'équation 31).

: déclinaison solaire (l'équation 33) [rad].

La latitude, exprimée en radians est positive pour l'hémisphère nord et négative Pour l'hémisphère sud. La conversion des degrés décimaux en radians est donnée par:

$$[\text{Radians}] = \frac{\pi}{180} [D \text{ és éci}] \quad (31)$$

La distance relative inverse Terre-Soleil d_r , et la déclinaison solaire (δ) sont données par:

$$d_r = 1 + 0.0334 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J\right) \quad (32)$$

$$\delta = 23.45 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1.396\right) \quad (33)$$

Où :

J est le nombre du jour de l'année comprise entre 1 (1er janvier) et 365 ou 366 (31 Décembre).

ω_s : l'angle de l'heure de la couche du soleil (ω_s) est donné par : (Dirk.R, 2009).

$$\omega_s = \omega_s \cos(\delta) \quad (34)$$

III.2.4.2. Rayonnement solaire (R_s)

Si le rayonnement solaire (R_s) n'est pas mesuré, il peut être calculé avec la formule d'Angstrom, Qui relie le rayonnement solaire au rayonnement extraterrestre et la durée relative de l'ensoleillement :

$$R_s = \left(a_s + b_s \frac{n}{N}\right) R_a \quad (35)$$

Où

R_s : rayonnement solaire ou ondes courtes [$\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$].

N : durées réelles du soleil [heure].

n : durée maximale possible de l'ensoleillement ou de la lumière du jour [heure].

n / N : durée relative du soleil.

R_a : rayonnement extraterrestre [$\text{MJm}^{-2} \text{j}^{-1}$]. (Dirk.R, 2009).

III.2.4.3. Rayonnement à ciel clair (R_{sc})

Le calcul du rayonnement à ciel clair, R_{sc} lorsque $n = N$, est nécessaire pour calculer le rayonnement net rayonnement d'ondes longues. Selon l'option sélectionnée dans le menu Données et ET_0 (Méthode de calcul et coefficients). L'équation 37 Ou 38 est utilisé.

Lorsque l'ajustement pour l'élévation de station est demandé :

$$R_{sc} = (0.75 + 2.1 \times 10^{-5} z) R_a \quad (36)$$

Où :

R_s : le rayonnement solaire -clair [$MJ m^{-2} j^{-1}$].

Z : altitudes de la station au-dessus du niveau de la mer [m].

R_a : radiation extraterrestre [$MJ m^{-2} j^{-1}$].

Si aucun réglage n'est nécessaire pour l'élévation de station (valeurs étalonnées pour as et n Bs sont disponibles) :

$$R_s = (a_s + b_s) R_a \quad (37)$$

Où :

$a_s + b_s$: fraction de rayonnement extraterrestre atteignant la terre sur ciel clair Jours ($n = N$). (Dirk.R, 2009).

III.2.4.4. Rayonnement solaire net ou ondes courtes (R_n)

Le rayonnement net à ondes courtes résultant de l'équilibre entre Le rayonnement solaire est donné par :

$$R_n = (1 - \alpha) R_s \quad (38)$$

Où :

R_n : rayonnement solaire ou ondes courtes [$MJ m^{-2} j^{-1}$].

α : un coefficient de réflexion de l'albédo ou de la canopée pour la culture de référence [adimensionnelle].

R_s le rayonnement solaire entrant [$MJ m^{-2} j^{-1}$].

Si le rayonnement solaire net doit être calculé lors du calcul de ET_e , la valeur fixe de 0,23 est utilisé pour l'albédo dans l'équation (39). (Dirk.R, 2009).

III.2.4.5. Rayonnement d'ondes longues net (R_n)

$$R_n = \sigma \left[\frac{T_{m,K^4} + T_{m,K^4}}{z} \right] (0.3 - 0.1 \sqrt{e_a}) \left[1.3 \frac{R_s}{R_s} 0.3 \right] \quad (39)$$

Où :

R_n rayonnement d'onde longue sortant [$MJ m^{-2} j^{-1}$].

σ : constante de Stefan-Boltzmann [$4,903 \cdot 10^{-9} MJ k^{-4} m^{-2} j^{-1}$].

T_{m,K^4} : température absolue maximale pendant la période de 24 heures [$K = C^\circ + 273,16$].

T_{m,K^4} : température minimale absolue pendant la période de 24 heures [$K = C^\circ + 273,16$].

e_a : une pression de vapeur réelle [kPa].

R_S / R_S : rayonnement à ondes courtes (limité à £ 1,0).

R_S : mesuré ou calculé (équation 3.20) rayonnement solaire [$MJm^{-2} j^{-1}$].

R_S : Calculé (équation 37, 38) rayonnement clair-ciel [$MJ m^{-2} j^{-1}$]. (Dirk.R, 2009).

III.2.4.6.Rayonnement net (R_n)

Le rayonnement net (R_n) est la différence entre le rayonnement d'ondes courtes nets entrants (R_{n+}) et le rayonnement d'onde longue nette sortant (R_{n-}):

$$R_n = R_{n+} - R_{n-} \tag{40}$$

III.2.5. Vitesse du vent

III.2.5.1.Réglage de la vitesse du vent à la hauteur standard

Pour ajuster les données de vitesse du vent obtenues à partir d'instruments placés à Hauteur standard de 2 m :

$$u_z = u_2 \frac{4.8}{(6.8z - 5.4)} \tag{41}$$

Où :

u_2 : la vitesse du vent à 2 m au-dessus de la surface du sol [$m s^{-1}$].

u_z : Mesure la vitesse du vent à z m au-dessus de la surface du sol [ms^{-1}].

Z : hauteur de mesure au-dessus de la surface du sol [m]. (Dirk.R, 2009)

III.3.Modélisation de l'évapotranspiration potentielle

Trois modèles différents ont été testés dans cette étude pour calculer les flux maximaux d'évapotranspiration des cultures. Ce sont les modèles Penman-Monteith (FAO-PM), Priestley-Taylor et Thornthwaite.

Même si la dernière approche est généralement mentionnée dans le cas d'une évaluation potentielle de l'évapotranspiration, la coïncidence entre la culture de référence, telle que définie par la FAO, et le type de végétation localisé surveillé, les trois modèles peuvent être désignés comme étant tous des algorithmes pour l'estimation du même processus.

Le modèle de Penman-Monteith s'est développé sur le modèle de Penman, en considérant le taux maximal d'évapotranspiration des cultures comme une combinaison de masse et d'équilibre énergétique de surface et d'introduction des concepts de canopée et de résistances aérodynamiques. Comme dans la formulation de la FAO, la culture de référence est une

couverture de plante verte courte, uniforme et bien arrosée, et le taux d'évapotranspiration correspondant ET_0 (mm / d) est sur une échelle de temps mensuelle, le potentiel maximal ET peut également être évaluée par rapport à la méthode Thornthwaite.

La méthode de Thornthwaite repose sur une relation exponentielle empirique entre l'évapotranspiration potentielle et la température moyenne de l'air : Flux d'évapotranspiration des cultures (**Daniel E. Marascoa et al. 2015**).

III.3.1. Le modèle Priestley-Taylor (1972)

Est un raffinement du modèle Slatyer et McIlroy (1961) pour l'ETP à partir d'une surface végétale humide avec une advection minimale. L'équation modèle de Priestley-Taylor pour ETP_P (mm jour-1) est donnée par :

$$E_P = 0.408 \left[a \frac{R_n - G}{\gamma} \right] \quad (42)$$

Où

R_n : est le rayonnement net ($MJ m^{-2} d^{-1}$).

G : est la densité du flux de chaleur du sol à la surface du sol (MJ).

γ : est la constante psychosomatique (kPa / C°).

a : est la pente de la courbe de pression-température de la saturation-vapeur (kPa / C°)

a : coefficient, qui est égal à 1,26. (**Daniel E. Marascoa et al., 2015**).

III.3.2. Le modèle Penman (1948)

Est semblable au modèle Priestley-Taylor, mais comprend un terme d'advection. L'équation du modèle pour ETP_P (mm jour-1) est décrite par :

$$E_P = 0.408 \left[\frac{R_n - G}{\gamma} + \frac{E_A}{\gamma} \right] \quad (43)$$

Où :

$$E_A = 2.6 (1 + 0.54 u_z) (e_s - e_a) \quad (43.1)$$

R_n : est le rayonnement net ($MJ m^{-2} d^{-1}$).

G : est la densité de chaleur du sol à la surface du sol ($MJ m^{-2} j^{-1}$).

γ : est la constante psychrométrique (kPa / C°).

a : est la pente de la courbe de pression de vapeur de saturation (kPa / C°).

u_z : est la vitesse du vent (m/ s).

$e_s - e_a$: la pression de vapeur de saturation (kPa) et la pression de vapeur (kPa). (Daniel E. Marascoa et al., 2015).

III.3.3 Le modèle d'évapotranspiration de référence

Le modèle d'évapotranspiration de référence standardisé de l'ASCE (c'est-à-dire le modèle EGS Penman-Monteith) réduit la surface et les variables de résistance aérodynamique dans l'équation de Penman-Monteith à la valeur standard pour les types de végétation de référence.

Ici, on utilise la surface de référence courte (par exemple, les grappes de coupe), ETP_P et (mm jour⁻¹) est donné par :

$$E_P = \frac{0.4 (R_n - G) + \gamma (C_{H1} / (T_m + 2)) u_2 (e_s - e_a)}{\gamma (1 + C_d u_2)} \quad (44)$$

Où

R_n : est le rayonnement net (MJ m⁻² j⁻¹).

G : est la densité du flux de chaleur du sol à la surface du sol (MJ m⁻² j⁻¹).

γ : est la constante psychrométrique (kPa/ C°).

C_{H1} est la constante du numérateur (900 km ms³ Mg⁻¹j⁻¹ pour le temps quotidien).

T : moyenne est la température de l'air quotidienne (C°).

u_2 : est la vitesse du vent (sm⁻¹).

e_s : la pression de vapeur de la tension (kPa).

γ : est la pente de la courbe pression-température de la vapeur de saturation (kPa/ C°).

C_d : est le dénominateur constant (0.34sm⁻¹) Pour une courte durée. (Daniel E. Marascoa et al., 2015).

III.3.4. Formule de THRONTHWAITE

$$E_m = 1 \left[\frac{1 - T(m)}{1} \right]^a F(m, Q) \quad (45)$$

Avec:

-) $ETP(m)$: l'évapotranspiration moyenne du mois m ($m = 1$ à 12) en mm.
-) T : moyenne interannuelle des températures du mois, C°.
-) $a : 0.016 * I + 0.5$

) I indice thermique annuel :

$$I = \sum_{m=1}^{12} i(m) \quad (4.1)$$

$$i(m) = \left[\frac{T(m)}{5} \right]^{1.5} \quad (45.2)$$

) F (m,) : facteur correctif fonction du mois (m) et de la latitude (**Borrell Estupina V., 2011**)

III.4. Estimations de l'évapotranspiration réelle

Deux modèles, conçus pour tenir compte des fluctuations de la disponibilité de l'eau, ont été utilisés pour calculer l'ETR à partir des estimations ETP. Ces modèles incluent un modèle de l'indice des précipitations antécédentes (IPA) basé sur les données des précipitations journalières et un modèle Advection-Aridité (AA) paramétré par les équations ETP. (**Daniel E. Marasco et al., 2015**).

III.4.1. Le modèle d'indice de précipitation (IPA)

Le modèle d'indice de précipitation (IPA) est une modification de l'équation ETP de Priestley-Taylor (1972). Le modèle IPA permet de moduler le ETP prédit sur la base des précipitations antérieures dans les 28 jours précédents afin de tenir compte des variations du taux d'humidité du sol et de prédire l'ETR dans les conditions de sécheresse du modèle est la suivante :

$$E_{II} = 0.408 \alpha \left[\frac{R_n - G}{\gamma} \right] \quad (46)$$

Où

R_n : est le rayonnement net (MJm⁻² j⁻¹).

G : est la densité du flux de chaleur du sol à la surface du sol (MJm⁻² j⁻¹).

est la constante psychrométrique (kPa/ C°).

est la pente de la courbe de pression de vapeur saturante-température (kPa /C°).

Et le coefficient adimensionnel, est exprimé comme :

$$\begin{aligned} &=0,123 && \text{pour IPA} \leq 20 \\ &=1,26 && \text{pour IPA} > 20 \end{aligned}$$

Avec IPA (mm) calculée à partir de la précipitation (P) chaque jour (d) selon la fonction donnée par Kohler et Linsley (1951) :

$$II(d) = \sum_{t=1}^z k^{t-1} P_{(d-t)} \quad (4)$$

Où

K : la constante de récession sans dimension, est fixée à 0,9

t : est limitée à chacun des 28 jours précédents (t = 1, 2, 3, ..., 28). (Daniel E. Marascoa et al., 2015).

III.4.2. Le modèle Advection-Aridité

Le modèle Advection-Aridité (AA) développé par Brutsaert et Stricker (1979) pour prédire l'ETR repose sur une hypothèse développée par Bouchet (1963). Bouchet a postulé que lorsque l'ETR est moins que le ETP en raison de la disponibilité limitée de l'eau, l'excès d'énergie est transféré à d'autres composants du bilan énergétique, ce qui augmente le ETP, même si l'ETR a diminué. Le modèle A-A suppose que l'augmentation de ETP est exactement égale à la réduction de l'ETR, ce qui conduit à l'équation suivante :

$$E_{A-A} = 2E_P - E_P \quad (48)$$

Où Brutsaert et Stricker ont suggéré d'utiliser le modèle de Priestley-Tay pour l'ETP dans des conditions non potentielles, et l'équation de Penman pour l'ETP dans des conditions non militantes de l'eau (ETP_P). En remplaçant les équations (42) et (43) dans l'équation (48) donnent :

$$E_{A-A} = (2\alpha - 1)0.4 \left[\frac{R_n - G}{+\gamma} \right] - \left[\frac{\gamma}{+\gamma} E_A \right] \quad (49)$$

G : est la densité de flux de chaleur du sol à la surface du sol ($\text{MJ m}^{-2} \text{j}^{-1}$).

est la constante psychrométrique ($\text{kPa/ } ^\circ\text{C}$).

est la pente de la courbe tension-température de vapeur de saturation ($\text{kPa/ } ^\circ\text{C}$).

EA : est calculée à partir de l'équation (43.1). (Daniel E. Marascoa et al., 2015).

III.5. Logiciel utilisé

Dans notre étude, nous avons utilisé le logiciel Excel qui nous a permis d'établir, de mieux gérer notre base de données et de réaliser tous les calculs nécessaires au niveau de trois stations météorologiques, pour la période d'étude (2011-2012).

Les figures 20,21, 22 et 23 montrent les résultats de calculs de L'IPA, ETR, ETP ainsi que la représentation graphique des résultats durant la période 2011 -2012.

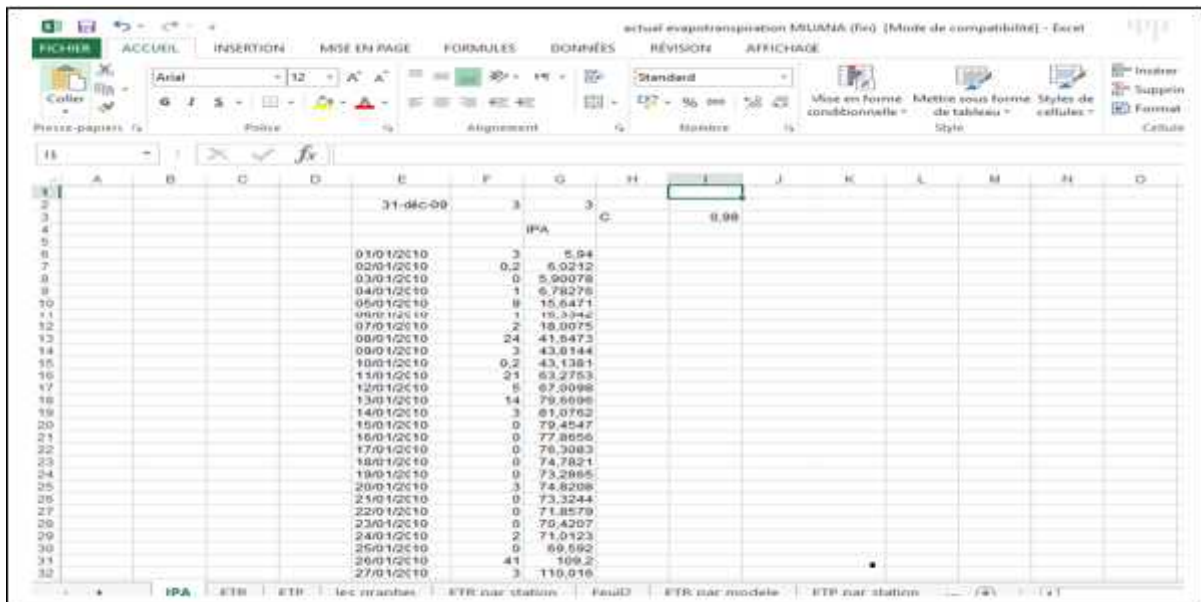


Figure 21 : feuille de calcul de l'IPA

The screenshot displays an Excel spreadsheet with a complex data table. The columns include dates from 2011 to 2012, and various numerical values representing different parameters. The spreadsheet is titled 'Calcul de l'ETR' and shows a series of calculations across multiple rows, with some cells highlighted in yellow.

Figure22 : feuille de calcul de l'ETR

The screenshot displays an Excel spreadsheet with a complex data table. The columns include dates from 2011 to 2012, and various numerical values representing different parameters. The spreadsheet is titled 'Calcul de l'ETP' and shows a series of calculations across multiple rows, with some cells highlighted in yellow.

Figure 23: feuille de calcul de l'ETP

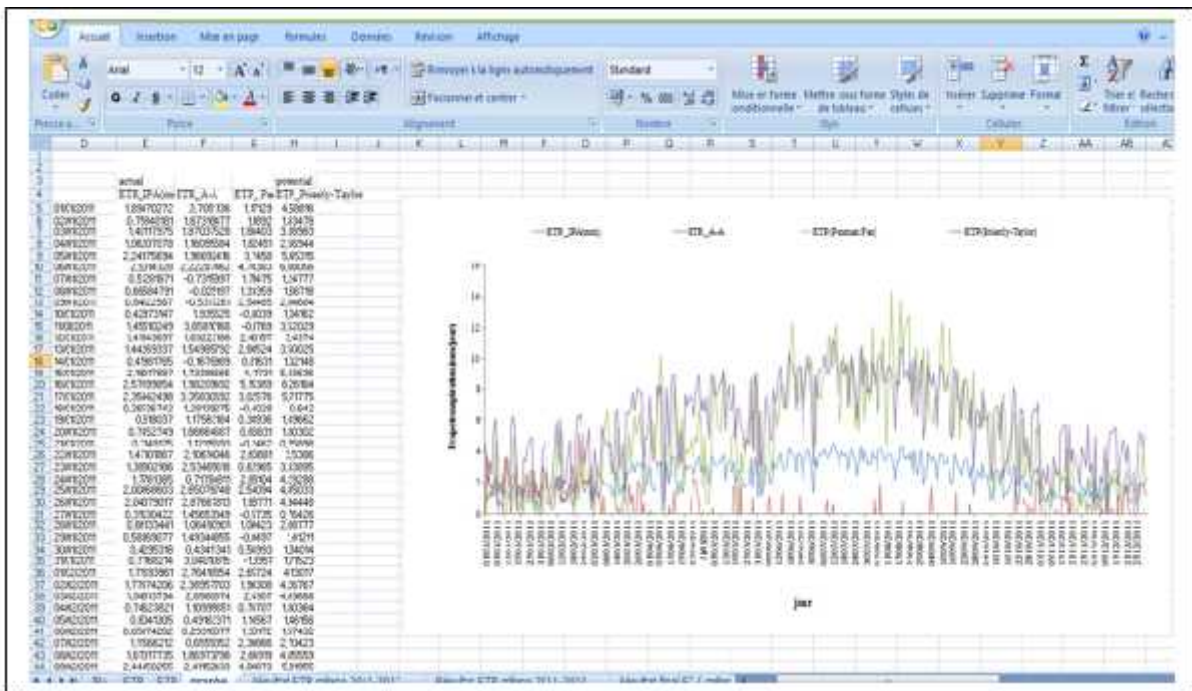


Figure 24 : feuille de résultat de trace de graphe

Dans ce chapitre nous présentons les résultats de calcul de l'évapotranspiration potentielle et réelle aux trois stations de la région du Cheliff à savoir Chlef, Khemis Miliana et Miliana durant les années 2011 et 2012. Pour cela nous avons utilisé des différentes méthodes et modèles à savoir ; le modèle de Penman-Monteith (FAO), de Priestley-Taylor, Thornthwaite, l'approche de l'indice de précipitation antérieur et le modèle d'advection-aridité ainsi que les valeurs de l'évaporation mesurée aux trois stations afin de modéliser le flux de l'évapotranspiration à différentes échelles : journalières, mensuelles, saisonnières et annuelles.

IV.1. Evolution journalière de l'évapotranspiration potentielle et réelle.

IV.1.1. À la station de Chlef

Les figures 24 et 25 montrent l'évolution de l'évapotranspiration potentielle et réelle au niveau de la station de Chlef pendant les années 2011 et 2012.

Les estimations de l'ETP ont généralement suivi des tendances similaires. L'ETP obtenue par le modèle de Panman a plafonné en été, avec un flux maximal de 16.02 mm /jour sur la station de Chlef (21 /08/2011 et 22/08/2012) et était le plus bas en hiver, avec un flux minimal de 0,07mm /jour sur la station de Chlef le 06/11/2011 et 0 ,01mm /jour en 03/12/2012 (également du modèle Penman).

Tous les modèles présentent des tendances similaires, bien que le modèle A-A montre des valeurs de ET inférieur que les deux autres modèles. Les résultats de l'IPA sur la station de Chlef étaient très semblables aux estimations de Priestley-Taylor.

L'ETR estimé selon l'IPA a montré des réductions significatives par rapport aux résultats de Priestley-Taylor (minimum $\epsilon = 0,32$ mm/jour le 10/12/2011 et 0.30 mm/jour le 09/12/2012).

Les estimations de l'ETR du modèle A-A n'ont pas permis de réduire les ET comparativement au flux potentiel correspondant aux conditions de stress hydrique pendant les mois d'été.

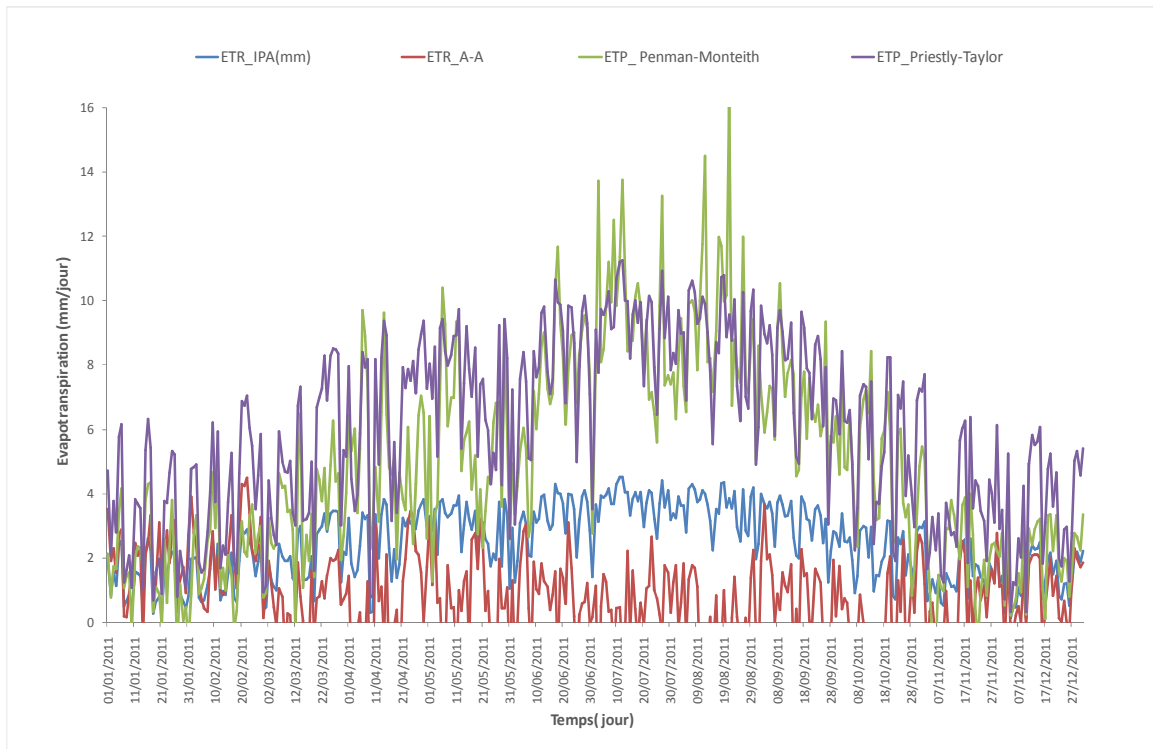


Figure 25 : Evolution de l'évapotranspiration potentielle et réelle et l'évapotranspiration à la station de Chlef (l'année 2011).

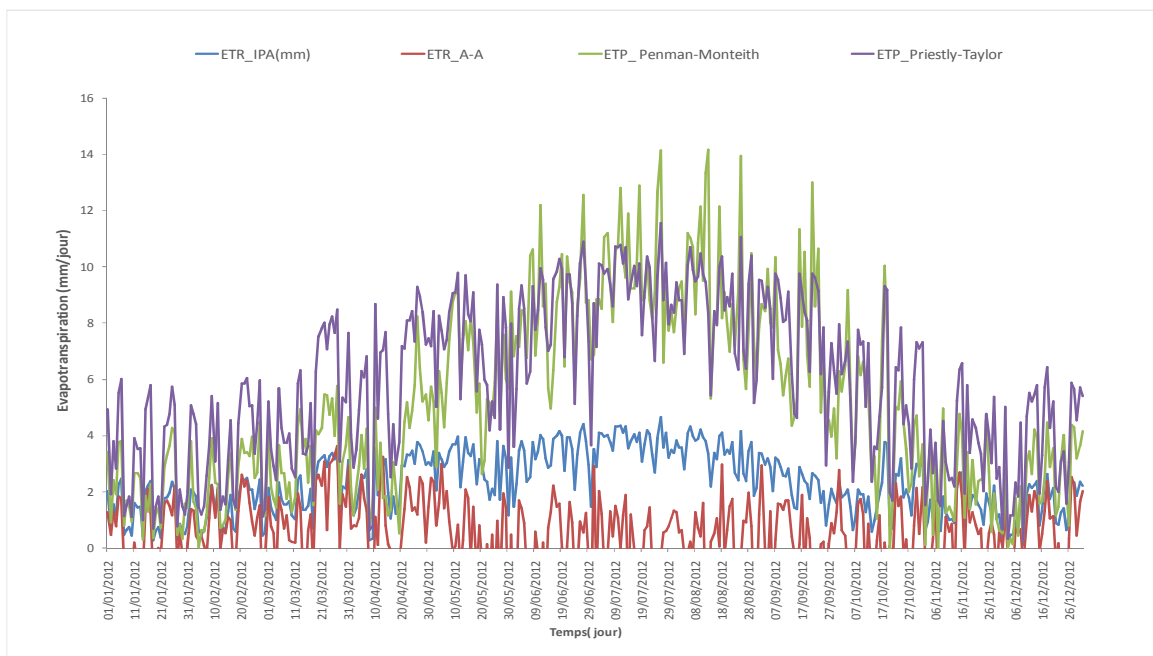


Figure 26 : Evolution de l'évapotranspiration réelle et potentielle à la station de Chlef pour l'année 2012.

IV.1.2.A la station de KHEMIS MILIANA

Les figures 26 et 27 montrent l'évolution de l'évapotranspiration réelle et potentielle à la station de Khemis Miliana pendant les années 2011 et 2012.

D'après les résultats de calculs selon chaque méthode à la station de Khemis Miliana, le modèle de Penman présente une valeur maximal 16.23 mm /jour (21/08/2011) et 12.90 mm /jour (17/08/2012). Sur la même station en remarque une valeur minimale de 0,01 mm/jour le 08/11/2011 et 0,02 en 31/03/2012 (également du modèle Penman). Les estimations de l'ET moyennes des modèles de l'IPA et A-A étaient inférieures aux modèles de PM et PT. Le modèle IPA a donné des valeurs plus faibles maximum 4.50 mm/ jour (11/07/2011) ,4.62 mm/jour (26/07/2012). Et un minimum de 0.21 mm/jour (10/12/2011) et 0.21 mm/jour (09/12/2012).

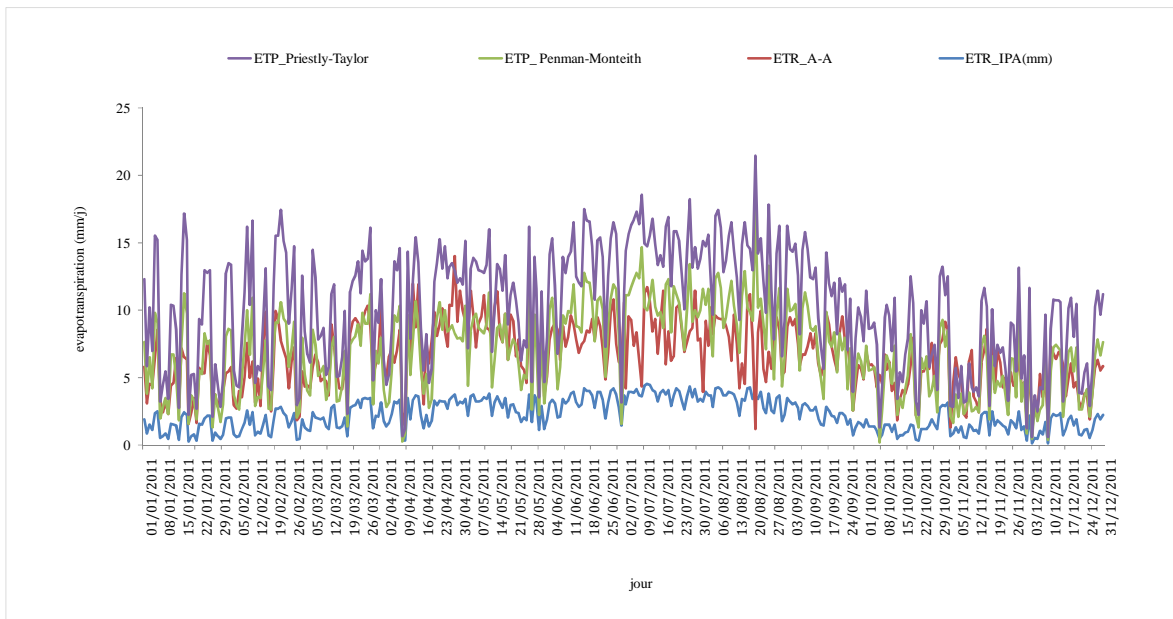


Figure 27 : Evolution de l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle à la station de Khemis Miliana (l'année 2011)

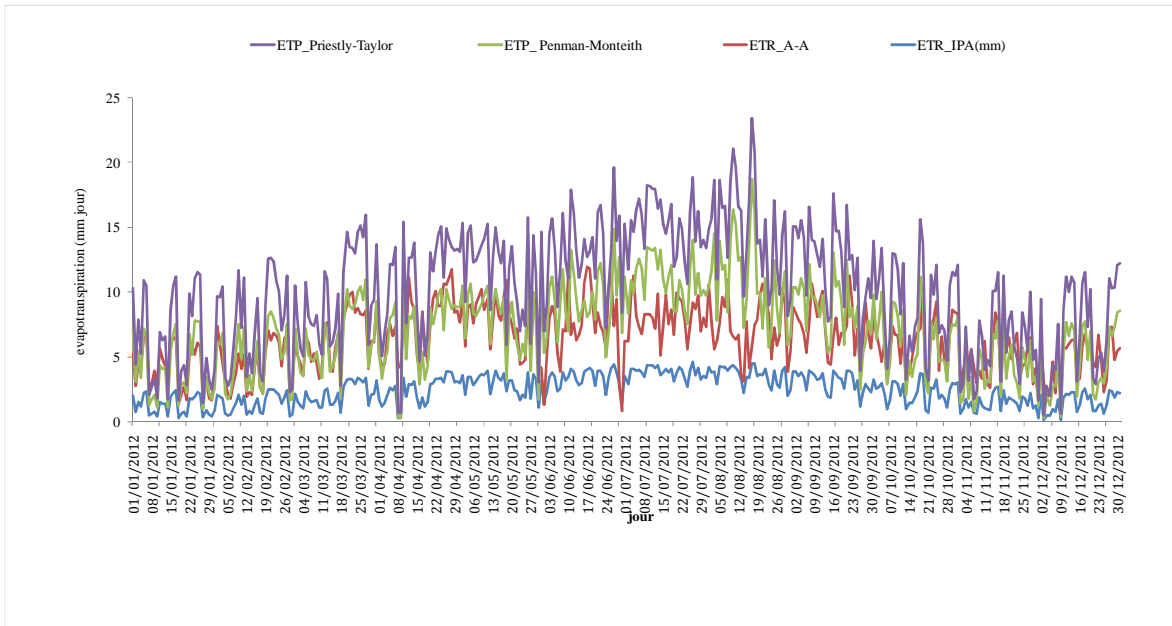


Figure 28 : Evolution de l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle à la station de Khemis Miliana (l'année 2012).

IV.1.3.A la station de MILIANA

L'estimation de l'évapotranspiration réelle et potentielle à la station de Miliana pendant l'année 2011 et 2012 sont enregistrée aux Figures 28, 29.

L'ETP enregistrée par la modèle de Panman montre des valeurs particulièrement élevées d'un maxima de 15.12 mm /jour enregistrée le 18//08/2011 et d'un minima de 0,02 mm /jour (17/12/2011) Par rapport à l'ETR ; le model de IPA enregistre une valeur maximale de 4.50 mm/jour (18/8/2012) et une valeur minimal de 0.12 mm/jour, (31/12/2012).

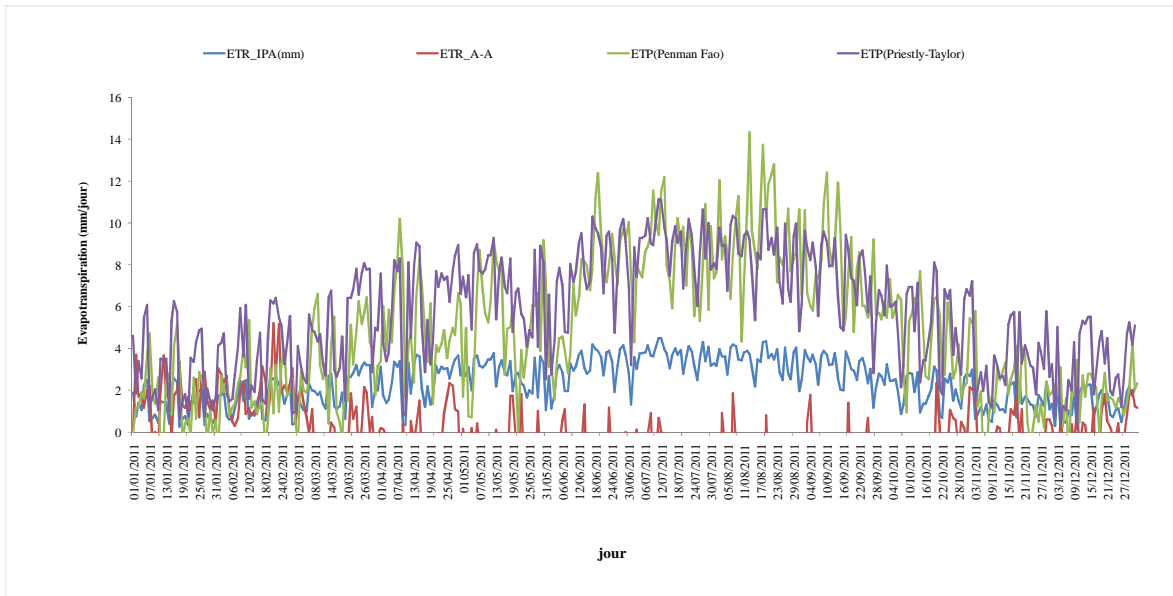


Figure 29 : Estimation de l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle à la station de Miliana (l'année 2011).

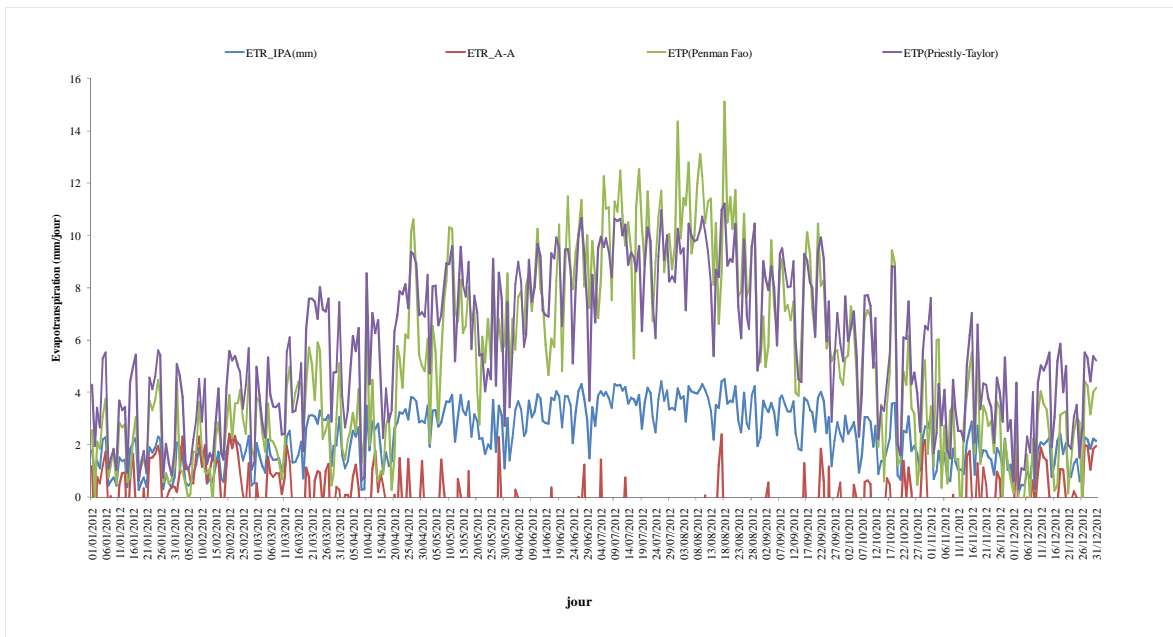


Figure 30 : Estimation de l'évapotranspiration réelle et l'évapotranspiration potentielle à la station de Miliana (l'année 2012).

IV.2.Evolution mensuelle, saisonnière et annuelle de l'évapotranspiration potentielle et réelle.

IV.2.1.Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Les résultats calculés de l'évapotranspiration potentielle selon les différentes méthodes et modèles à savoir ; modèle de Penman-Monteith (FAO), de Priestley-Taylor, Thornthwaite, ainsi que les valeurs de l'EP mesurée aux trois stations sont récapitulées dans les figures 30, 31, 32, 33, 34, 35, 36, 37, 38.

IV.2.1.1.A la station de CHLEF

D'après les figures 30, 31 les valeurs de l'ETP modilisées par les méthodes de PT et PM ont des valeurs identiques et sela à l'échelle mensuelle et saisonnière. elles se rapprochent aux celles de EP mesurée aux saisons du printemps et d'automne. On remarque un sousestimation de l'ETP par le modèle de TH durant tous les mois. A l'échelle annuelle et d'après la figure 32 nous constatons que la valeur de l'ETP obtenue par la formule de PT (2193 mm) est proche de celle mesurée (2356 mm).

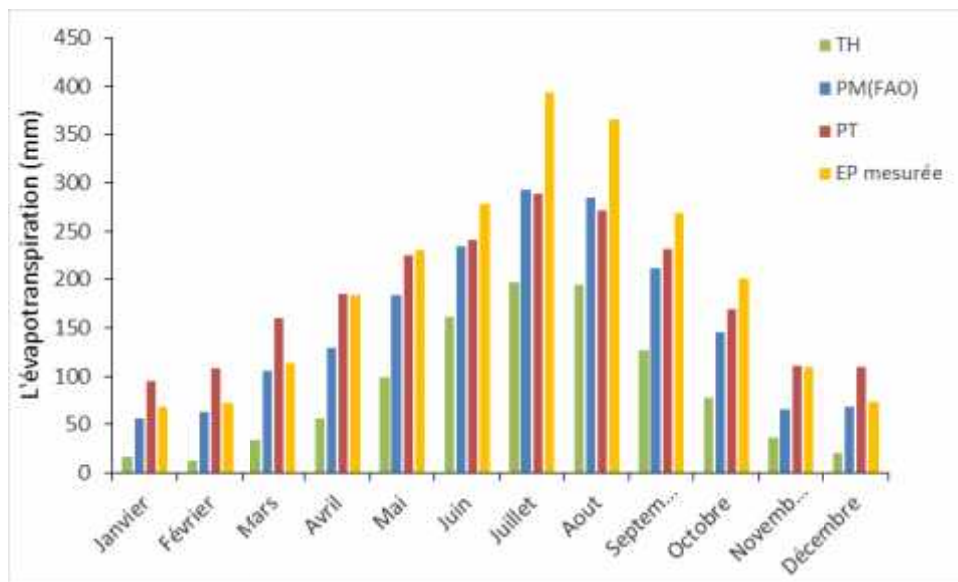


Figure 31: Evolution de l'ETP mensuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de CHLEF.

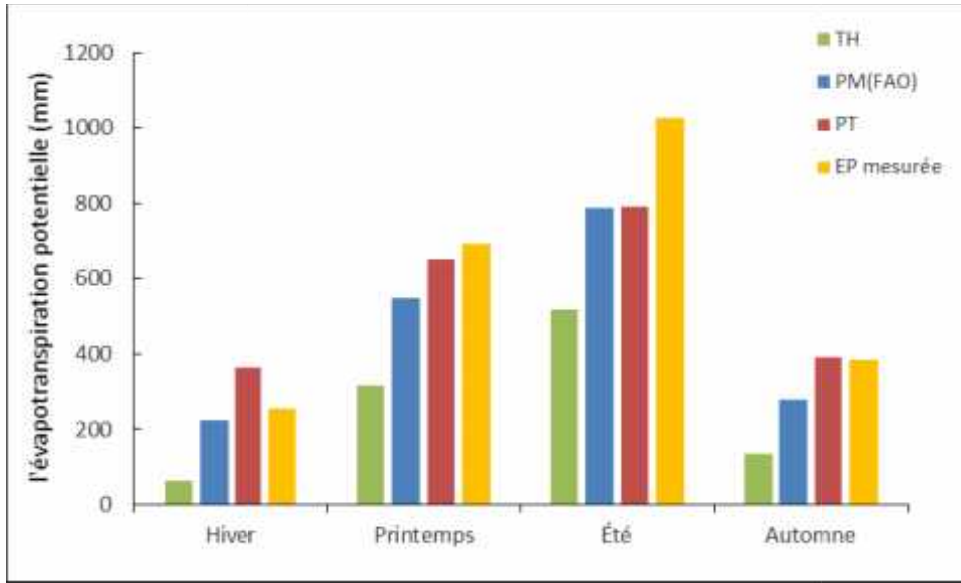


Figure 32: Evolution de l'ETP saisonnière (mm) à l'aide des différentes formules à la station de CHLEF.

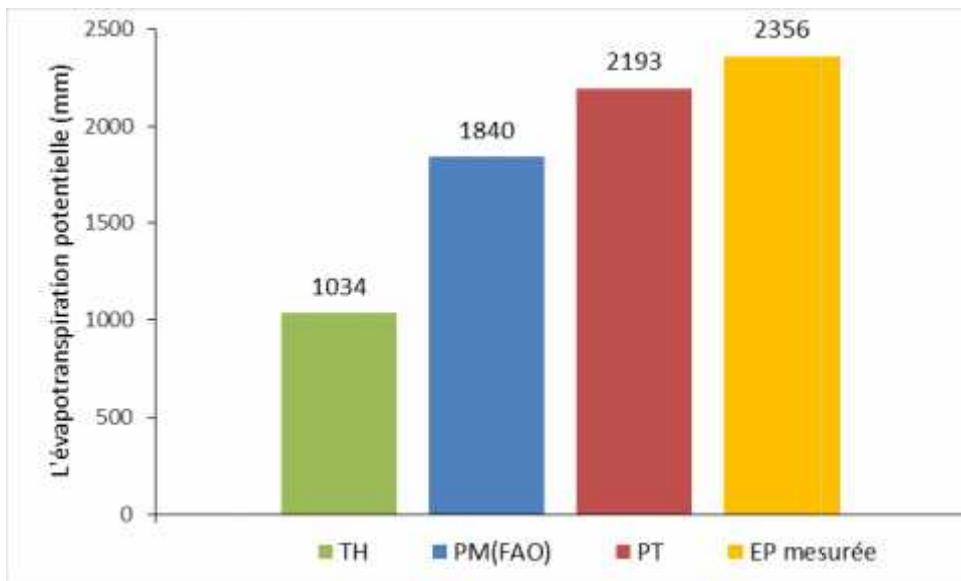


Figure 33: Evolution de l'ETP annuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de CHLEF.

IV.2.1.2.A la station de KHEMIS MILIANA

D'après les figures 33 et 34 les valeurs de l'ETP obtenues par le modèle de PT sont presque similaires aux valeurs de l'EP mesurée à la saison humide durant les mois de

novembre, décembre, janvier, février et mars. Par contre à la saison sèche l'ETP obtenu par le modèle de TH présente des valeurs supérieures aux celles des modèles PT et PM.

L'évolution mensuelle enregistrée de l'ETP par le modèle de PM présente des valeurs sous-estimées par rapport aux modèles de PT et TH durant tous les mois. A l'échelle annuelle et d'après la figure 35 on remarque que la valeur de l'ETP obtenue par le modèle de PT (1177 mm) et le modèle de TH (1016 mm) représente la moitié celle de EP mesurée (2356 mm).

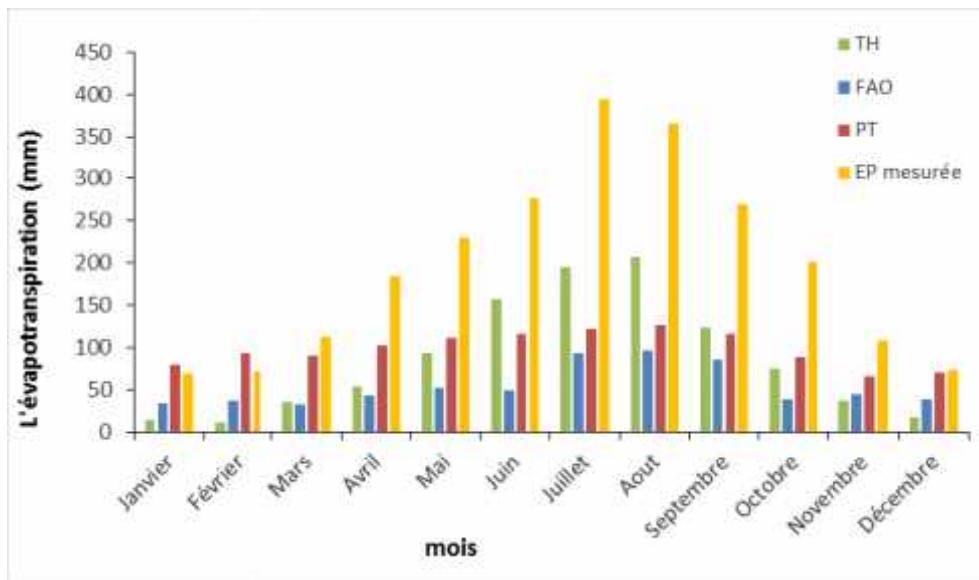


Figure 34: Evolution de l'ETP mensuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de KHEMIS MILIANA.

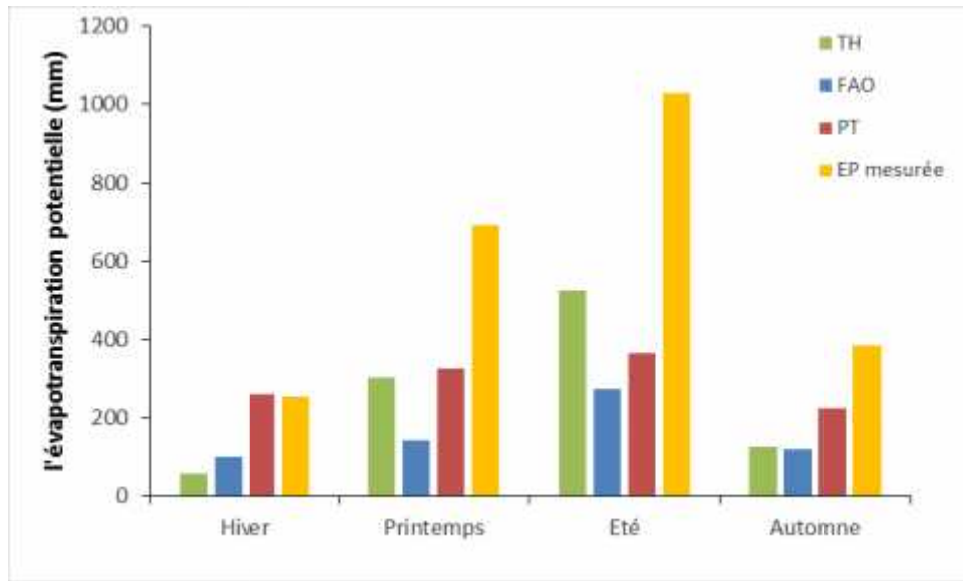


Figure 35: Evolution de l'ETP saisonnière (mm) à l'aide des différentes formules à la station de KHEMIS MILIANA.

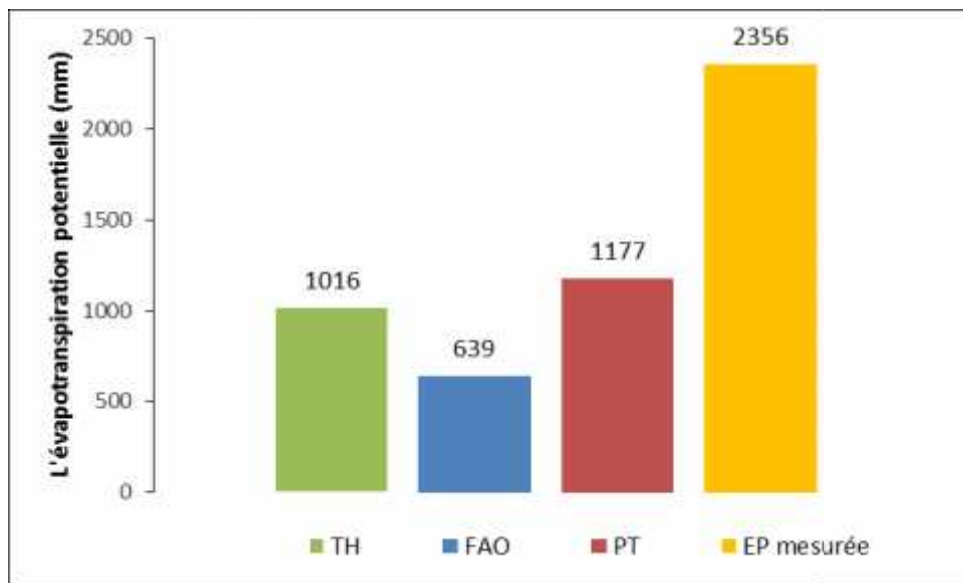


Figure 36: Evolution de l'ETP annuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de KHEMIS MILIANA

IV.2.1.3.A la station de MILIANA

D’après les figures 36, 37, les valeurs de l’ETP modélisées par PM et PT sont proches l’une de l’autre et aussi durant presque tous les mois et elles sont similaires aux celles de EP mesurée à la station de MILIANA.

L’évolution mensuelle de l’ETP par le modèle de TH présente des valeurs inférieures aux autres durant tous les mois. A l’échelle annuelle et d’après la figure 38 la valeur de ETP à la station de MILIANA estimée par le modèle de PT (2003 mm) est proche de celle mesurée (2356 mm) par rapport aux autres modèles.

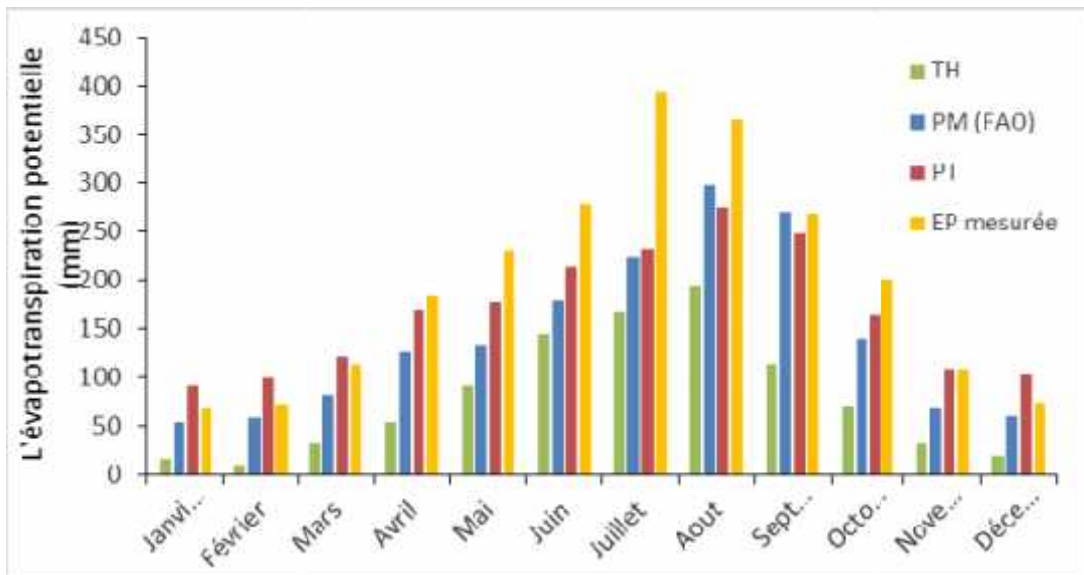


Figure 37 : Evolution de l’ETP mensuelle (mm) à la station de MILIANA.

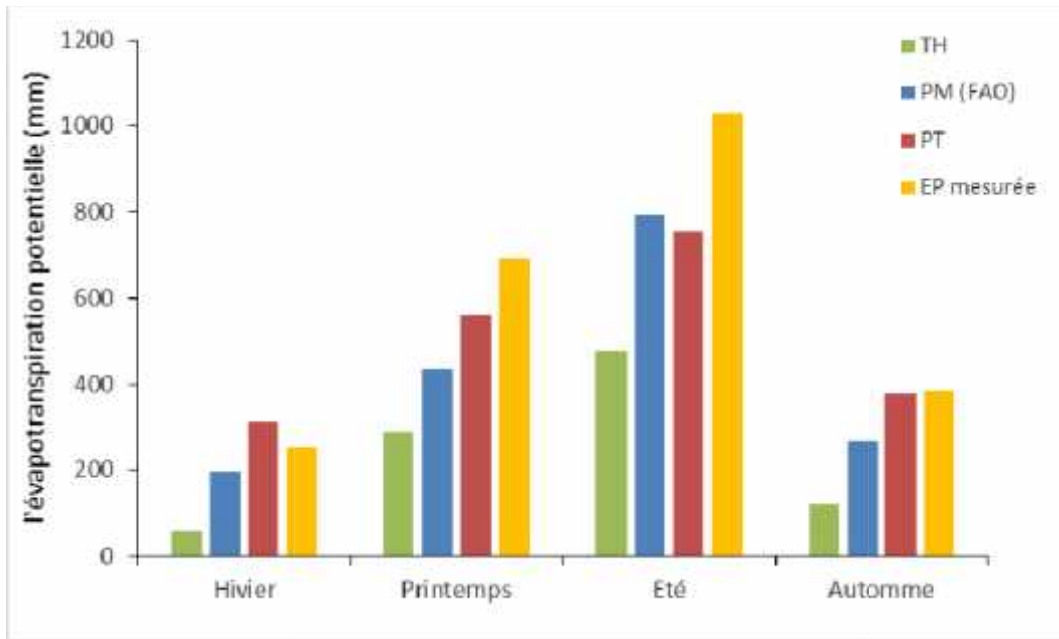


Figure 38 : Evolution de l’ETP saisonnière (mm) à la station de MILIANA.

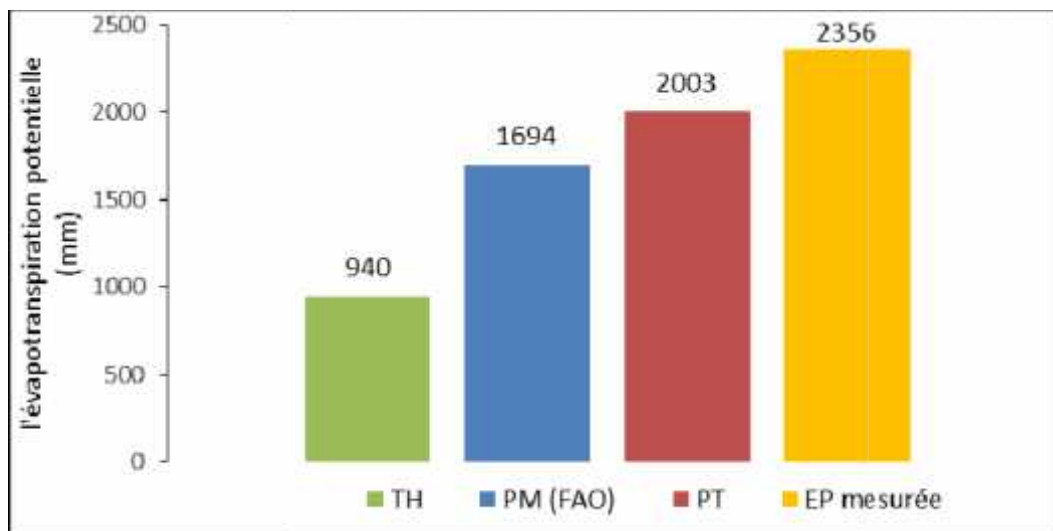


Figure 39: Evolution de l’ETP annuelle (mm) à l’aide des différentes formules à la station de MILIANA

IV.2.2. Estimation de l’évapotranspiration réelle (ETR)

Les résultats calculés de l’évapotranspiration réelle à l’aide des différentes modèles : l’approche de l’indice de précipitation antérieur IPA, le modèle advection-aridité (Modèle A-A) et le modèle de Thornthwaite au niveau de trois stations à savoir

MILIANA, KHEMIS MILIANA, CHLEF durant les années 2011 et 2012 sont renseignées dans les figures 39, 40, 41, 42, 43, 44, 45, 46, 47.

Les flux de l'ETR à l'échelle mensuelle (les figure 39, 40, 41) modélisée par le modèle de TH au niveau des trois stations semblent plus proches de la réalité en comparant avec ceux modélisés par la méthode A-A et le modèle de l'IPA.

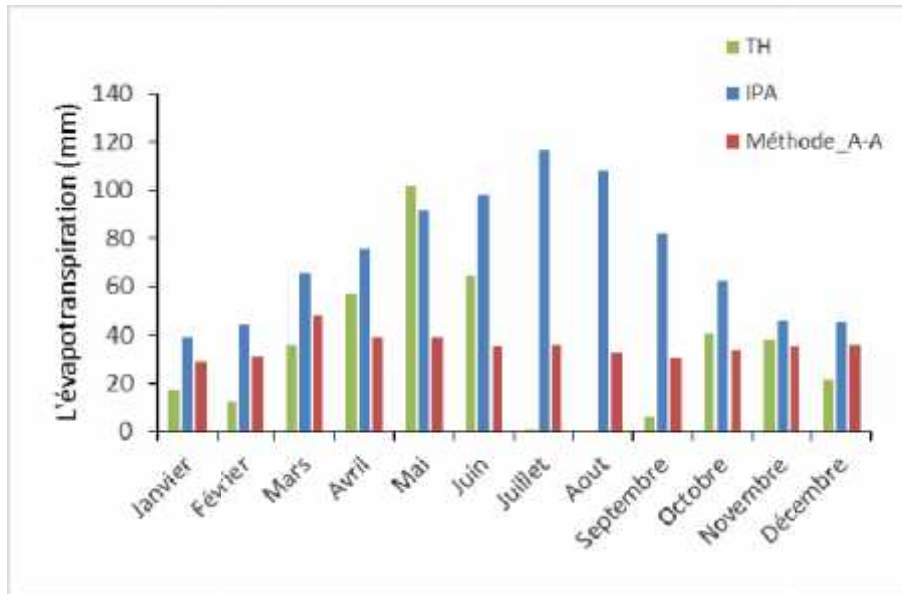


Figure 40: Evolution de l'ETR mensuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de CHLEF.

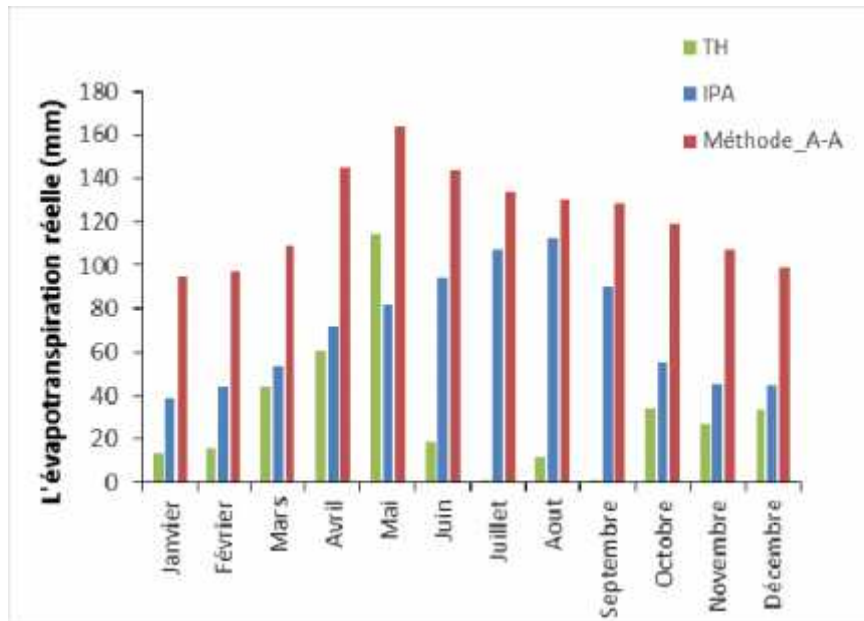


Figure 41: Evolution de l'ETR mensuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de KHEMIS MILIANA.

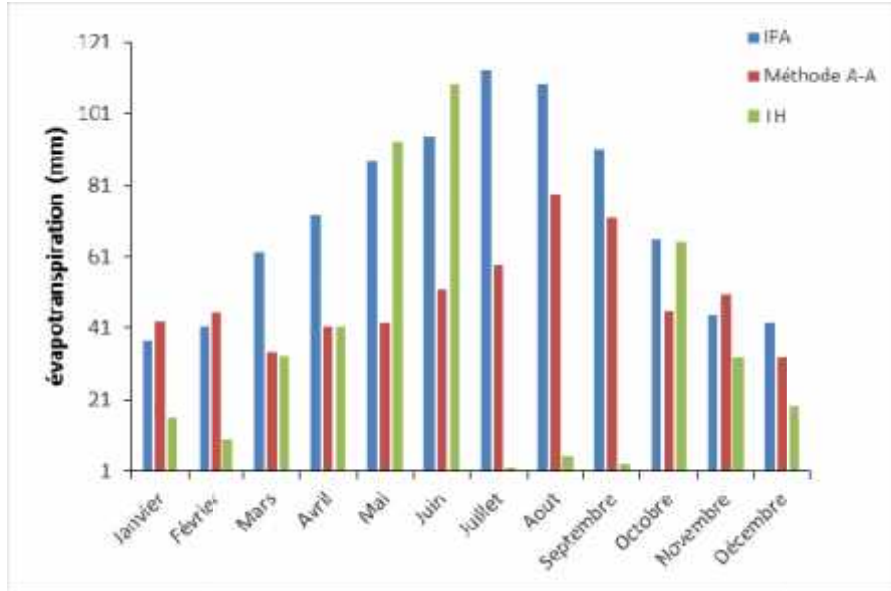


Figure 42: Evolution de l'ETR mensuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de MILIANA.

A l'échelle saisonnière les faibles valeurs de l'ETR estimées par TH traduit bien l'absence de la teneur en eau du sol pendant la saison sèche et chaud et par la puissance de l'atmosphère à la saison des pluies et froid (les figures 42, 43, 44).

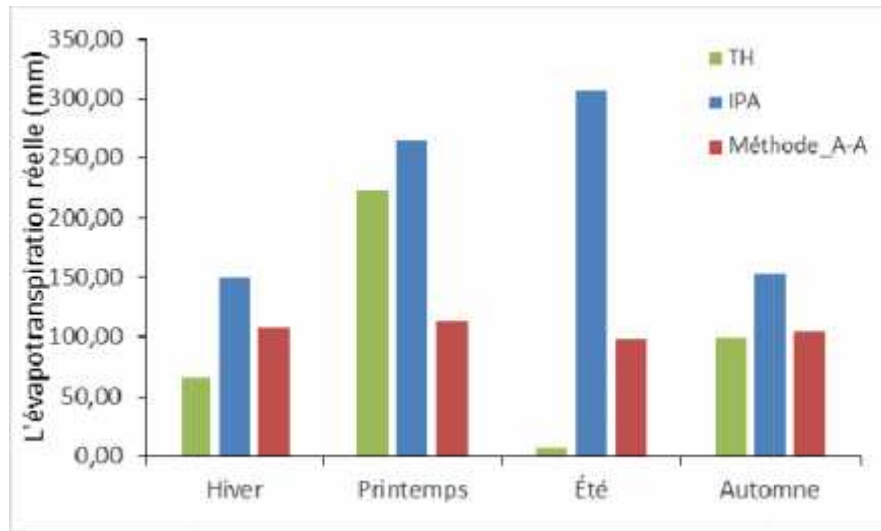


Figure 43: Evolution de l'ETR saisonnière (mm) à l'aide des différentes formules à la station de CHLEF.

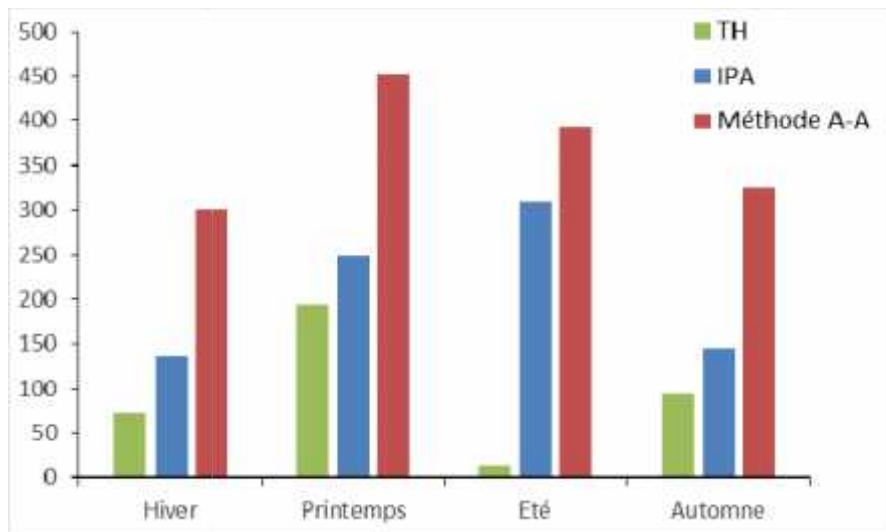


Figure 44: Evolution de l'ETR saisonnière (mm) à l'aide des différentes formules à la station de KHEMIS MILIANA.

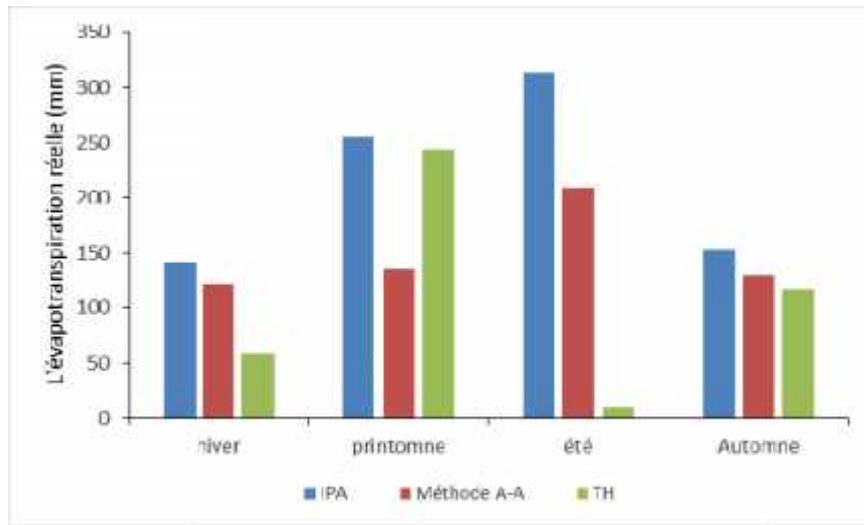


Figure 45: Evolution de l'ETR saisonnière (mm) à l'aide des différentes formules à la station de MILIANA.

A l'échelle annuelle nous observons des résultats hétérogènes selon les méthodes utilisées et nous constatons que le flux de l'ETR estimé par le modèle de TH est plus adapté aux trois stations de notre région d'étude. (Figures 45, 46, 47).

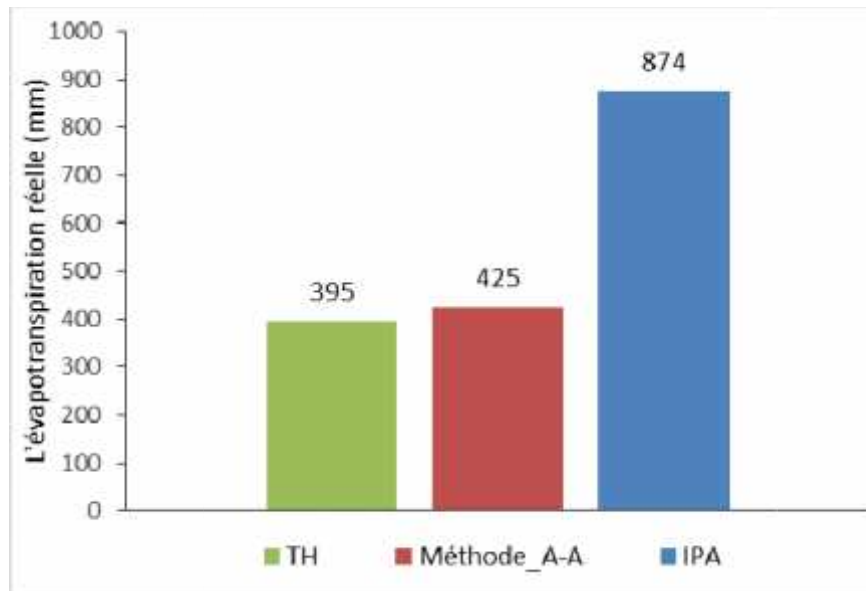


Figure 46: Evolution de l'ETR saisonnière (mm) à l'aide des différentes formules à la station de CHLEF.



Figure 47: Evolution de l'ETR annuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de KHEMIS MILIANA.

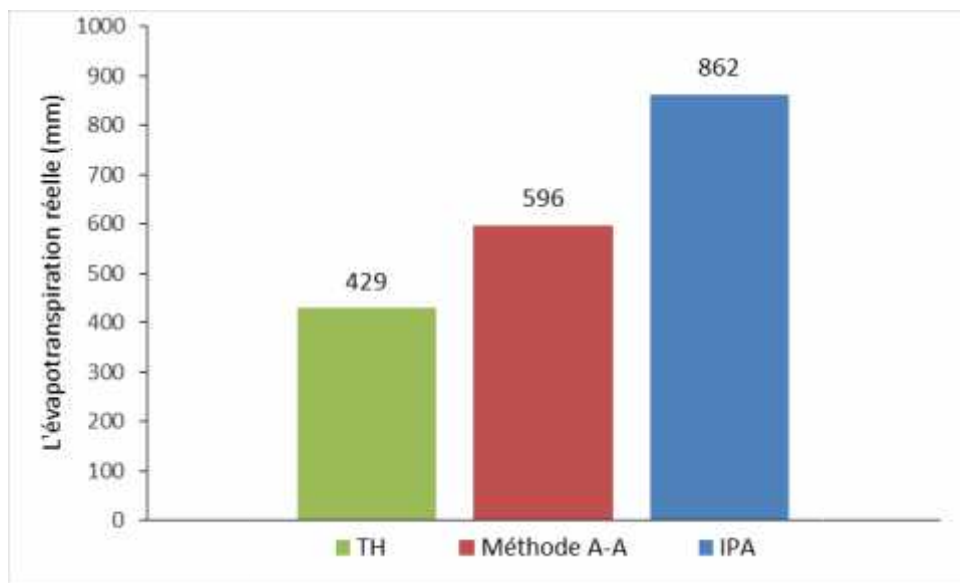


Figure 48: Evolution de l'ETR annuelle (mm) à l'aide des différentes formules à la station de MILIANA.

On peut dire que pour l'estimation de l'évapotranspiration d'une manière générale dans le Haut et le moyen Cheliff en cas de disponibilité de données météorologiques

(température, humidité relative, vitesse du vent et durée d'insolation) le modèle de Priestley-Taylor est le plus convenable pour estimer l'ETP.

Alors que Pour l'estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR) le modèle de THORNTHWAITE est le plus convenable malgré son caractère de référence, cette méthode traduit bien l'absence de la teneur en eau du sol pendant la saison sèche et chaud et par la puissance de l'atmosphère à la saison des pluies et froid.

Le modèle Priestley-Taylor a été utilisé pour calculer l'ETP pour l'entrée dans le modèle d'IPA. Comme prévu, tous les modèles ETR ont montré une ET réduite par rapport au modèle Priestley-Taylor ; Cependant, seul le modèle IPA a montré une amélioration du flux de l'ETR estimé.

Conclusion générale

Il est possible d'estimer l'évapotranspiration par le biais de formulations plus ou moins complexes qui nécessitent la connaissance d'un certain nombre de paramètres météorologiques difficilement accessibles.

L'objectif de cette étude est l'estimation de l'évapotranspiration potentielle et réelle aux niveaux de trois stations à savoir MILIANA, KHEMIS MILIANA, et CHLEF par différents modèles à savoir le modèle de Penman-Monteith (FAO), de Priestley-Taylor, Thornthwaite, l'approche de l'indice de précipitation antérieure et le modèle d'advection-aridité puis nous avons comparé ces résultats avec les valeurs mesurées.

Cette comparaison des valeurs de l'évapotranspiration potentielle et l'évapotranspiration réelle obtenues par les différentes formules empiriques et celle des valeurs mesurées permet de choisir la formule la plus convenable dans un lieu bien déterminé.

La formule de Thornthwaite permet d'évaluer l'évapotranspiration potentielle mensuelle par la seule mesure de la température moyenne mensuelle ainsi que la position géographique de la région. La formule de Penman-Monteith (FAO) et celle de Priestley-Taylor utilisent tous les paramètres météorologiques température, insolation, vitesse du vent et humidité relative.

Ce travail nous a permis de constater que :

Le modèle de l'IPA surestime l'évapotranspiration réelle mensuelle par rapport aux autres formules, alors que le modèle de Thornthwaite semble plus proche de la réalité. Concernant le mois de pointe, nous constatons que la plus grande valeur de l'évapotranspiration réelle se situe au mois de mai aux stations de MILIANA et CHLEF et au mois de Juin à la station de KHEMIS MILIANA. Le modèle de Thornthwaite sous-estime l'évapotranspiration potentielle mensuelle par rapport aux autres formules, alors que le modèle Priestley-Taylor et Penman-Monteith (FAO) aboutissent presque à la même fourchette de valeurs.

Concernant le mois de pointe, nous constatons que la plus grande valeur de l'évapotranspiration potentielle se situe au mois de Juillet, où les trois formules présentent la même tendance d'évolution de ce paramètre. Les valeurs obtenues à l'aide des formules de Priestley-Taylor présente des résultats identiques.

Afin d'exploiter au mieux ces résultats, il est conseillé en cas de disponibilité des données météorologiques d'utiliser la formule de Priestley-Taylor pour estimer l'évapotranspiration potentielle et d'utiliser le modèle de Thornthwaite pour l'estimation de l'évapotranspiration réelle durant tous les mois de l'année dans la plaine du haut et moyen Cheliff.

Références bibliographiques

ABH Cheliff. Zahrez. (2009) –Rapport de synthèse du PDARE de la région Cheliff. Zahrez. Agence de bassin hydrographique de Cheliff. pp19-39.

AMIR RIM, 16 Avril 2013. Estimation régionale de l'évapotranspiration sur la plaine de Kairouan (Tunisie) à partir de données satellites multi-capteurs. 16 Avril 2013.

Arborera, Alirio. 5-9 Mai 2014 .Evapotranspiration -Concepts.. Ouagadougou : En collaboration avec : Nicolas Ghilain et Françoise Gellens-Meulenberghs Institut Royal Météorologique de Belgique, 5-9 Mai 2014.

BEN MANSOUR Siham, KORICHI Rahila. 2013. Etude de l'évapotranspiration réelle liée à l'évapotranspiration potentielle et à la production agricole phœnicicole à l'échelle de l'écosystème de l'ITAS. Mise au point d'un modèle basé sur la consommation de l'eau et la production agricole. Ouargla : sn. 2012-2013.

Borrell Estupina Valérie 2011 – l'évapotranspiration. FLST403 Montpellier

BOUDJELLAL .LAZHAR., RÔLE DE L'OASIS DANS LA CREATION DE L'ÎLOT DE FRAICHEUR DANS LES ZONES CHAUDES ET ARIDES « Cas de l'oasis de chetma - Biskra -Algérie ». Constantine : 2009

BOURON.B, BRUNEL.J.P. -. EVAPORATION DES NAPPES D'EAU LIBRE EN AFRIQUE SAHELIENNE ET TROPICALE. s.l : L'institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération, OCTOBRE 1992.

CHARLES. R., 1975. La détermination pratique de l'évaporation. Application à l'Afriques centrale. ORSTOM. Paris : s.n. 1975.

Daniel E. Marascoa, , Patricia J. Culligana, Wade R. McGillis. 2015. Evaluation of common evapotranspiration models based on measurements from two extensive green roofs in New York City . New York City : s.n., 2015.

Direk, Raes.2009-Reference Manual - ETo calculator (Version 3.1, January 2009) : pp 18-27.

<https://fr.wikipedia.org/wiki/Chlef>. 29/03/2017. 29/03/2017.

LADLANI IBTISSEM, 2007. Contribution à la gestion optimale de la ressource en eau mobilisée «choix de formule empirique pour l'estimation de l'évapotranspiration potentielle "ETP" dans les régions de Tébessa et Annaba. 2006-2007.

MAKHLOUFI ABDELHAMID, 2009 - 2010. Calibrage spatial et temporel de quelques relations d'usage courant pour l'estimation de l'évapotranspiration de l'Algérie du Nord. 2009 - 2010.

Mjejra, Mustapha. Étude de l'évapotranspiration dans le bassin versant de Medjerda (en Tunisie) : apport de la télédétection satellitaire et des Systèmes d'Information Géographiques. TUNIS : 18 décembre 2015.

MOSTEFAOUI, HASSIBA, 2011. Etude d'impact du changement climatique sur la productivité du blé dur en zone semi-aride Cas du bassin Cheliff. 2011.

NORIM, DAVIES J. 2007. Vent du changement : changement climatique, adaptation et pastoralisme l'initiative mondiale pour un pastoralisme durable. WWW.iucn.org/Wisp/Fr/document-French/Wisp-ccap-final-Fr-pdf p270. 2007.

Oudin, Ludovic. Le 29 Octobre 2004. Recherche D'un Modèle D'évapotranspiration Potentielle Pertinent Comme Entrée D'un Modèle Pluie-Débit Global. : À l'Ecole Nationale du Génie Rural, des Eaux et Forêts Centre de : Paris.

PEGUY CH. P., 1970- Précis de climatologie. 2eme édition, ed. Masson et Cie. Paris : pp 265-275.

TRORE, FARID. 2007. Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration réelle à l'échelle du bassin versant du kou au Burkina Faso. 2006-2007.