

See discussions, stats, and author profiles for this publication at: <https://www.researchgate.net/publication/277221786>

Contribution à la détermination d'un terme du bilan hydrologique dans la région d'Errachidia-Tafilalet : Evaluation de l'évapotranspiration de référence et de l'évaporation à trave...

Article · September 2006

CITATIONS

2

READS

503

1 author:



Samuel Pare

University of Joseph KI - ZERBO Ouagadougou

27 PUBLICATIONS 73 CITATIONS

SEE PROFILE

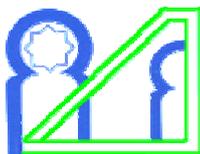
Some of the authors of this publication are also working on these related projects:



Environmental monitoring [View project](#)



add in my researchgate page [View project](#)



UNIVERSITE MOHAMMED V – AGDAL
FACULTE DES SCIENCES
Rabat



N° d'ordre 2314

THÈSE DE DOCTORAT

Présentée par

Paré Samuel

Discipline : **Chimie**

Spécialité : **Radiochimie environnementale**

Titre :

Contribution à la détermination d'un terme du bilan hydrologique dans la région d'Errachidia-Tafilalet : Evaluation de l'évapotranspiration de référence et de l'évaporation à travers la zone non saturée de la Plaine de Tafilalet

Soutenue le 5 septembre 2006, devant le jury

Président :

S. Bouhlassa, Professeur, Faculté des Sciences Rabat

Examineurs :

M. Sabir, Professeur, Directeur de l'ENFI, Salé

A. El Yahyaoui, Professeur, Faculté des Sciences Rabat

S. Fakhi, Professeur, Faculté des Sciences Casa 2 Ben Msik

M. Tayaa, Professeur, IAV Hassan II, Rabat

A. Bellaouchou, Professeur Habilité, Faculté des Sciences de Rabat

À mon cher Papa, à ma chère Maman

À ma chère Sima

Avant propos

Les travaux présentés dans ce mémoire de thèse ont été effectués au laboratoire de Chimie Nucléaire et de Radiochimie de la Faculté des Sciences de Rabat, dirigé par le professeur S. Bouhlassa.

Ce fut une expérience très riche et un grand honneur d'effectuer ce travail de recherche sous la direction du professeur S. Bouhlassa. Je lui suis profondément reconnaissant pour la rigueur, l'esprit critique et scientifique qu'il m'a prodigué tout au long de mes travaux de recherches. Malgré mes erreurs et quelques fois mes lacunes, il n'a jamais ménagé aucun effort pour m'aider à affiner les différentes interprétations. Il m'honore en présidant le jury de cette thèse.

Le professeur A. Elyahyaoui, chef du département de Chimie, m'a toujours encouragé et conseillé dans mes travaux. Je lui suis reconnaissant pour sa disponibilité et sa promptitude à répondre à toutes mes sollicitations. Merci encore une fois d'accepter de juger ce travail.

Monsieur A. Bellaouchou, professeur habilité à la faculté des Sciences de Rabat a bien voulu faire partie du jury. Je lui en suis reconnaissant.

Monsieur le professeurs M. Sabir, directeur de l'ENFI-Salé, a bien voulu être rapporteur de ma thèse. Je le remercie vivement pour toutes les discussions et suggestions lors de nos rencontres à l'ENFI.

Monsieur le professeur S. Fakhri de la faculté des sciences Casa 2 Ben Msik a bien voulu être rapporteur de ma thèse. Je lui exprime toute ma gratitude.

Je remercie le professeur M. Tayaa de l'IAV Hassan II Rabat pour avoir accepté de participer au jury et de juger ce travail.

Si ce travail a pu se mener à bien, c'est aussi grâce au soutien logistique et matériel de la Direction Régionale de l'Hydraulique d'Errachidia, et du CNESTEN. Je les remercie pour cette collaboration fructueuse.

Mes sincères reconnaissances aux professeurs K. Hassouni, B. Ammary et L. Guennoun Loubna du laboratoire de Chimie Nucléaire et de Radiochimie pour leur encouragement et leur soutien. Ma dette est grande envers K. Hassouni et toute sa famille qui m'ont toujours ouvert leur porte.

Je ne saurais oublier mes prédécesseurs au laboratoire : Abdelkader, Abdelhila, Safsaf, Nordine, Mohsine, Ilham et Wafa ainsi que mes promotionnaires Lamia, Zohra, Znati, Bouchra et Hafida. Merci très bien pour vos conseils et la sympathie que vous m'avez témoignée durant ces années.

Je remercie le personnel de la mission diplomatique du Burkina Faso à Rabat, qui grâce à la collaboration fructueuse qu'ils ont maintenue avec l'Agence Marocaine de Coopération Internationale (AMCI), nous a permis de poursuivre nos études ici au Maroc. Que l'agence trouve ici l'expression de ma reconnaissance et de mes considérations distinguées.

Je remercie le chef de la mission diplomatique du Faso à Rabat ainsi que sa famille pour leur soutien en tout temps. Mes reconnaissances au ministre conseiller Yabré, au conseiller Fofana pour ses conseils et sa disponibilité en tout temps, à la perceptrice M^{me} Yaqa. Ma profonde gratitude au chef du personnel militaire de l'ambassade, le colonel Paré ainsi que toute sa famille. Mon grand frère Zanté et son épouse m'ont toujours encouragé et soutenu à chaque instant. Je leur en suis reconnaissant. Merci à la famille Zonbré pour son soutien. Je suis profondément reconnaissant à monsieur Béogo pour son encouragement, son conseil et son soutien particulier. Je remercie toute sa famille où j'ai toujours été le bienvenu.

Je remercie grandement toute ma famille au Burkina : Papa, Maman, Frères et sœurs pour tout le soutien et toutes les prières ainsi que ma très chère Sima à qui je dédie ce travail.

Elie et Véro, mes amis de toujours, ainsi que ma grande sœur YA Blanche et mon petit frère Philippe ont toujours su m'encourager et me conseiller. Merci beaucoup.

Que mes frères et sœurs en Christ trouvent ici l'expression de ma profonde gratitude.

C'est par le Seigneur Jésus que je puis tout. Je lui rends grâce en tout temps.

Sommaire

<u>Introduction générale.....</u>	<u>1</u>
<u>Introduction générale.....</u>	<u>2</u>
<u>Chapitre I.....</u>	<u>6</u>
<u>Présentation de la zone d'étude.....</u>	<u>6</u>
I.1. SITUATION GEOGRAPHIQUE.....	6
I. 2 CADRE GEOLOGIQUE.....	6
I.3 TYPES DE SOLS	10
I. 4 CLIMATOLOGIE.....	11
I.4.1 LA TEMPERATURE	12
I.4.2 PRECIPITATIONS	13
I.4.3 VENTS	14
I.4.4 INSOLATION	16
I.4.5 HUMIDITE RELATIVE.....	17
I.5 RESSOURCES EN EAU	19
I.5.1 EAUX DE SURFACES	19
I.5.2 EAUX SOUTERRAINES	19
I.6 ACTIVITES SOCIO-ECONOMIQUES	20
I.7 CONCLUSION.....	20
BIBLIOGRAPHIE DE LA PREMIERE PARTIE	21
<u>Chapitre II.....</u>	<u>24</u>
<u>Evapotranspiration de référence dans la plaine de Tafilalet.....</u>	<u>24</u>
II. I. GENERALITES SUR L'EVAPOTRANSPIRATION	24
II.1.1. L'EVAPORATION.....	24
II.I.1.1 Facteurs météorologiques.....	25
II.I.1. 2 Facteurs physiques du milieu	28
II.I. 2. LA TRANSPIRATION	29
II. I. 3. EVAPOTRANSPIRATION	29
II. 2 TECHNIQUES ET METHODES D'ESTIMATION DE L'EVAPORATION ET DE L'EVAPOTRANSPIRATION.....	31
II. 2. 1 METHODES DE MESURE DIRECTE DE L'EVAPORATION ET DE L'EVAPOTRANSPIRATION	31

II. 2. 1. 1 Bac d'évaporation.....	31
II. 2. 1. 2 <i>Evaporimètre</i>	33
II. 2. 1. 3 Lysimètre	34
II.2. 2 METHODES EMPIRIQUES D'ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION.....	35
II. 2. 2. 1 Formule de Thornthwaite (1948).....	35
II. 2. 2. 2 Formule de Blaney-Criddle (1950).....	35
II. 2. 2. 3 Formule de Blaney-Criddle "Soils Conservation Service" (USDA, 1962)	36
II. 2. 2. 4 Formule de Kutch (1978).....	36
II. 2. 2. 5 Formule de Jensen & Haise (Jensen & Haise, 1963).....	37
II.2. 2.6 Formule de Priestley-Taylor (Priestley & Taylor, 1972).....	38
II.2. 2. 7 Formule de Hargreaves (1982)	38
II.2. 2. 8 Formule de Jensen-Haise modifiée (Nwadialo, 1991).....	39
II. 2. 2. 9 Formule de Penman-Monteith FAO (Allen et al. 1998).....	39
II. 2. 2. 10 Calcul des paramètres.....	42
II. 2. 3. METHODES ANALYTIQUES DU BILAN HYDRIQUE.....	44
II.3 RESULTATS ET DISCUSSION	45
II.3.1 RESULTATS DES DIFFERENTS MODELES	46
II.3.1.1 Résultats des différentes méthodes.....	46
II.3.1.1 Analyse et comparaison des résultats à l'Eto de référence de Penman-Monteith-FAO	51
II. 3. 2 CONCLUSION.....	57
II.4. IMPACT DES FACTEURS CLIMATIQUES SUR LES VARIATIONS DE L'EVAPOTRANSPIRATION DE REFERENCE DANS LA REGION ARIDE DE TAFILALET.....	58
II. 4. 1 IMPACT DE L'UTILISATION DES VALEURS MOYENNES A LONG TERME DES PARAMETRES CLIMATIQUES	58
II. 4. 2 EFFETS DE LEGERES VARIATIONS DES PARAMETRES CLIMATIQUES MOYENS (TEMPERATURE, INSOLATION, VITESSE DU VENT ET HUMIDITE RELATIVE)	62
II. 4. 3 CONCLUSION.....	64
II. 4. BIBLIOGRAPHIE DE LA PARTIE II.....	65
<u>Chapitre III.....</u>	<u>70</u>
<u>Evaporation à travers la zone non saturée.....</u>	<u>70</u>
III.1 INTRODUCTION	70
III. 2 GENERALITES SUR L'EVAPORATION DE L'EAU A TRAVERS LA ZONE NON SATUREE.....	71
III.2.1 MOUVEMENT DES SELS DANS LA ZONE NON SATUREE	75
III.2.2 TECHNIQUES D'EXTRACTIONS DES EAUX.....	78
III.2.2. 1 Le pressage (squezzing)	78
III.2.2.2 La distillation azéotrope.....	78

III.2.2.3 La centrifugation	78
III.2.2.4 La lixiviation	78
III. 3. MATERIEL ET METHODES	79
III. 3. 1 ECHANTILLONNAGE	79
III. 3. 2 PROTOCOLE ANALYTIQUE.....	80
III. 3. 3 RESULTATS	81
III. 3. 3.1 Granulométrie.....	81
III. 3. 3.2 Humidité volumique du sol	83
III.3. 3.3 Profil des ions chlorures	84
III.3.3.4 Inventaire en chlorure.....	86
III.3.3.5 Application du modèle de Barnes et Allison.....	89
III.4 CONCLUSION.....	91
BIBLIOGRAPHIE DE LA PARTIE III.	92
<u>Conclusion générale</u>	<u>98</u>

INTRODUCTION GÉNÉRALE

INTRODUCTION GENERALE

La région d'étude se situe au sud-est du Maroc entre 4°11 et 4°24 W et 31°00 et 31°42 N. Elle est caractérisée par un climat aride et confrontée à un déficit important d'eau par rapport aux besoins qui ne cessent de croître avec la démographie galopante. Ce déficit est principalement lié à la faiblesse et à la rareté des précipitations dues essentiellement à la chaîne atlasique qui empêche toute influence océanique et aux flux de masses d'air chaudes provenant du Sahara. Pour pallier cette insuffisance, de vastes programmes d'exploitation des eaux de surface et de la nappe alluviale ont été initiés dans cette zone pour satisfaire les besoins en eau de la population et l'activité agricole principalement concentrée dans les 15000ha de palmeraies situées dans la plaine de Tafilalet. Dans les conditions de la région, une gestion parcimonieuse de la ressource en eau s'impose. Celle-ci requiert une bonne connaissance des termes du bilan hydrologique.

Dans les conditions d'aridités qui caractérisent la région, l'évapotranspiration constitue le facteur de perte hydrique le plus important. Sa détermination est donc capitale pour une gestion maîtrisée de la ressource en eau, dont en particulier l'estimation des besoins en recharge artificielle de la nappe par les aménagements hydrauliques de régularisation des eaux de crues. Elle est souvent déduite par soustraction à partir de l'équation de bilan hydrique ou estimée à travers des modèles physiques ou empiriques intégrant différents paramètres climatiques ou encore mesurée expérimentalement sur lysimètre, Piche, bac d'évaporation. Ces dernières méthodes permettent une appréhension directe du pouvoir évaporant de l'atmosphère ambiante. Les résultats demeurent toujours supérieurs aux précipitations.

L'extension des réseaux de stations météorologiques permet l'accès aux chroniques climatiques détaillées et subséquemment une meilleure estimation de l'évapotranspiration de référence par les méthodes physiques ou empiriques. Les résultats restent le plus souvent supérieurs aux précipitations dans les régions arides et semi-arides et diffèrent selon les méthodes d'estimation mises en œuvre, lesquelles n'utilisent pas les mêmes variables climatiques dans leurs formulations.

Les données agrométéorologiques enregistrées par les stations dont la température de l'air, la vitesse du vent, l'humidité relative de l'air, le rayonnement global sont les paramètres nécessaires et suffisants pour le calcul de l'évapotranspiration de référence selon la méthode

de Penman-Monteith-FAO préconisée par la FAO. Toutefois, dans les zones sud-atlasiennes et sahariennes, ces données ne sont souvent pas totalement disponibles ou leurs chroniques limitées dans le temps ou présentant des lacunes. Aussi, ferons nous appel dans ce travail à neuf (9) méthodes pour l'estimation de l'évapotranspiration de référence. Ces méthodes diffèrent par le nombre de variables climatiques requises pour leur mise en œuvre : trois (3) groupes de méthodes ont ainsi été sélectionnées. Un premier qui ne nécessite que les températures, un second qui utilise les paramètres climatiques température et insolation et enfin le modèle de Penman-Monteith-FAO dont la formulation intègre en plus de la température et de l'insolation, l'humidité relative et la vitesse du vent. L'objet n'est pas calculatoire, mais bien de disposer d'une base de données qui permette de comparer l'efficacité des différents modèles, l'impact dans la région d'étude des différents paramètres climatiques sur l'évapotranspiration de référence et surtout déterminer les conditions ou périodes climatiques de convergence des modèles. Ce dernier point est particulièrement important pour l'extension des calculs de l'évapotranspiration de référence aux régions sahariennes où seules les chroniques d'une ou deux variables climatiques sont disponibles. L'analyse et la comparaison des résultats des méthodes exploitées, s'appuie sur des critères statistiques notamment l'écart quadratique moyen, l'erreur systématique moyenne et le coefficient statistique de Jacovides et Kontoyiannis.

L'autre objectif du travail est l'évaluation directe de l'évaporation à travers la zone non saturée du sol, par la mise en œuvre et l'exploitation d'un traceur chimique conservatif du flux évaporatoire dans cette zone. C'est la première fois où la méthode est mise en pratique dans le pays. Elle se base sur le mécanisme développé par Allison et Barnes, dans les régions arides d'Australie, pour expliquer les profils des traceurs isotopiques de l'eau dans la zone non saturée. La différence mais aussi l'originalité dans notre cas est l'utilisation tout simplement des anions chlorures, solutés conservatifs et marqueurs de l'eau dans la même zone.

L'étude s'articulera autour de deux grandes parties. Dans la première, nous rappellerons tout d'abord les fondements des différentes méthodes et techniques. Nous appliquerons ensuite neuf méthodes empiriques pour calculer l'évapotranspiration de référence dans la région aride de la plaine de Tafilalet par utilisation des paramètres climatiques mesurés sur une période de cent six (106) mois dans deux stations de la région. Les méthodes de Thornthwaite, Kutch, Blaney-Criddle et Blaney-Criddle "Soil Conservation Service" sont

essentiellement basées sur le paramètre température. Celles de Jensen-Haise, Jensen-Haise modifiée, Priestley-Taylor et Hargreaves se fondent sur la température et l'insolation. L'équation de Penman-Monteith-FAO intègre la température, l'humidité relative, l'insolation et la vitesse du vent. Les données recueillies sur le bac d'évaporation viendront compléter ces méthodes. Nous procéderons enfin à une analyse comparée et statistique des résultats des différentes méthodes par rapport à la méthode de Penman-Monteith-FAO préconisée comme modèle de référence.

La seconde partie sera consacrée à l'examen des profils des ions chlorures dans la zone non saturée, ce qui nous conduira à la détermination de l'inventaire en sel du sol et du mécanisme d'accumulation des ions chlorures dans les profils du sol pour enfin aboutir à l'estimation de la perte en eau de la nappe par évaporation à travers la zone non saturée.

L'ensemble de l'étude sera menée sur la région aride de Tafilalet dont nous rappellerons au premier chapitre les caractéristiques géographiques, climatiques, géologiques, hydrologiques et socio-économiques.

CHAPITRE I : PRÉSENTATION DE LA ZONE D'ÉTUDE

CHAPITRE I

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

I.1. Situation géographique

La région du Tafilalet au sens large est située dans la région Sud-Est du Maroc et couvre une superficie de 77500 Km². Ce vaste territoire englobe quatre grands bassins versants: le Ziz, le Guir, le Rhéris et le Maider, orientés dans le sens Nord-Sud. Ces bassins sont tous limités au Nord par le Haut Atlas et latéralement par les plateaux issus de ce dernier. Au Sud, ils sont ouverts vers le Sahara (Figure 1). Occupant une position intermédiaire entre le bassin versant du Guir à l'Est et celui du Rhéris à l'Ouest, le bassin versant du Ziz, plus important que les trois autres, s'étend depuis le Haut Atlas, à une altitude supérieure à 1500m, jusqu'à la plaine du Tafilalet dont l'altitude est inférieure à 1000 m. C'est à cette plaine que se rapporte la présente étude. Elle est située entre 4°11 et 4°24 W et 31°00 et 31°42 N, et constitue la vallée commune des oueds Ziz et Rhéris ; c'est une plaine alluviale dont le centre est occupé par les palmeraies de Tizimi et Tafilalet sensu stricto (Margat, 1962). Ainsi définie, elle s'étend sur près de 700 km², mais se prolonge surtout au Nord et à l'Est par de vaste glacis d'érosion jusqu'au pied des reliefs des Hammadas (Margat, 1962).

I. 2 Cadre géologique

La plaine de Tafilalet fait partie de la zone anti-atlasique méridionale qui comprend des collines paléozoïques où s'entrecroisent les directions ouguartiennes (NW – SE) et atlasiques (WSW – ENE) (Fig. 2).

Structuralement, La zone peut être subdivisée en quatre parties (fig. 2) :

- l'anticlinorium de Ouled Zohra et Jbel Erfoud (Ordovicien et Gothlandien) ;
- le synclinorium du Tafilalet (Dévonien et Dinantien) ;
- le synclinorium de Tizimi (Dévonien et Viséen) à bordure Ouest relevée et fracturée ;
- la couverture infra-cénomaniennne à prolongement régulier vers le Nord.

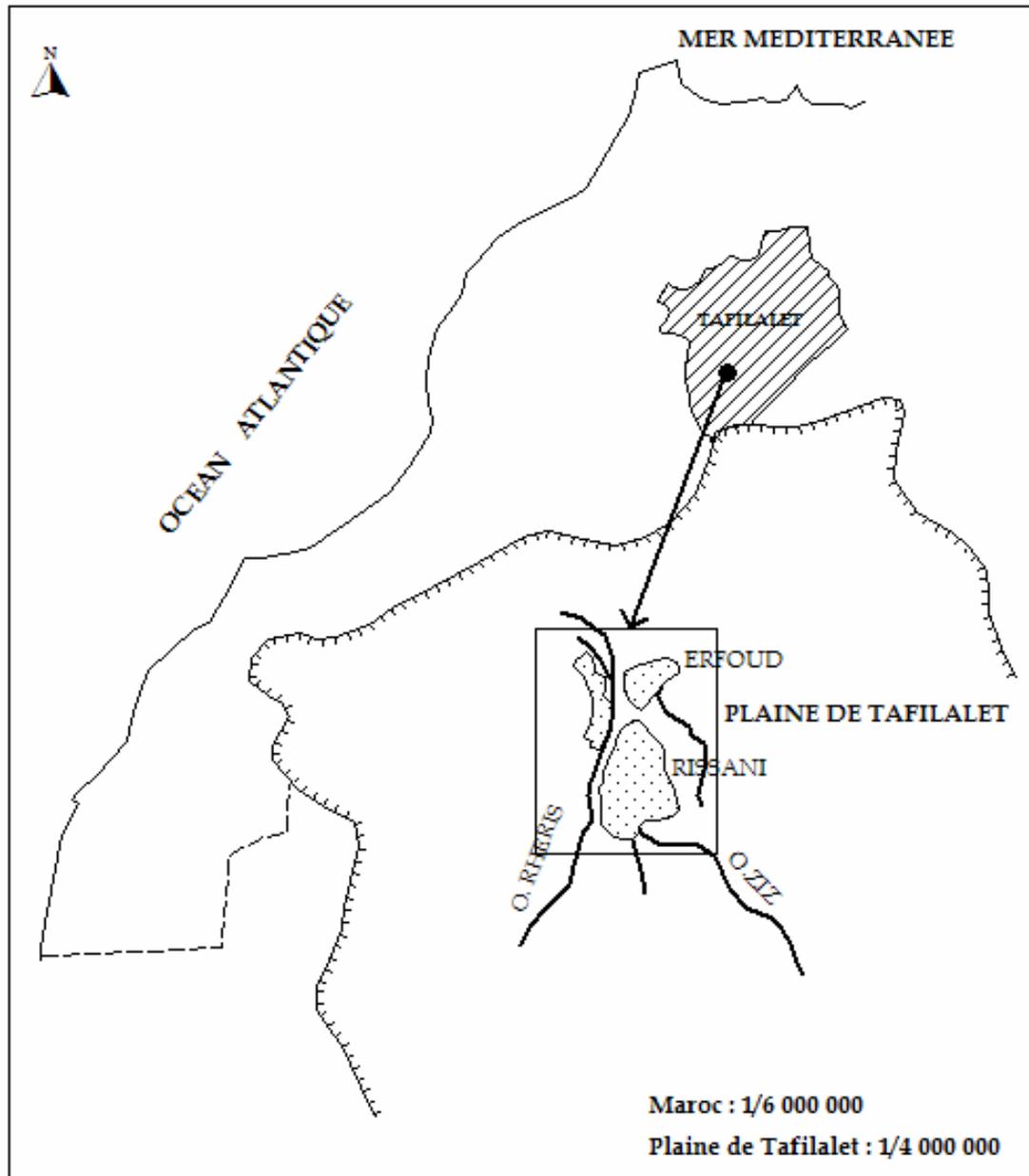


Figure 1 : Carte de situation de la zone d'étude

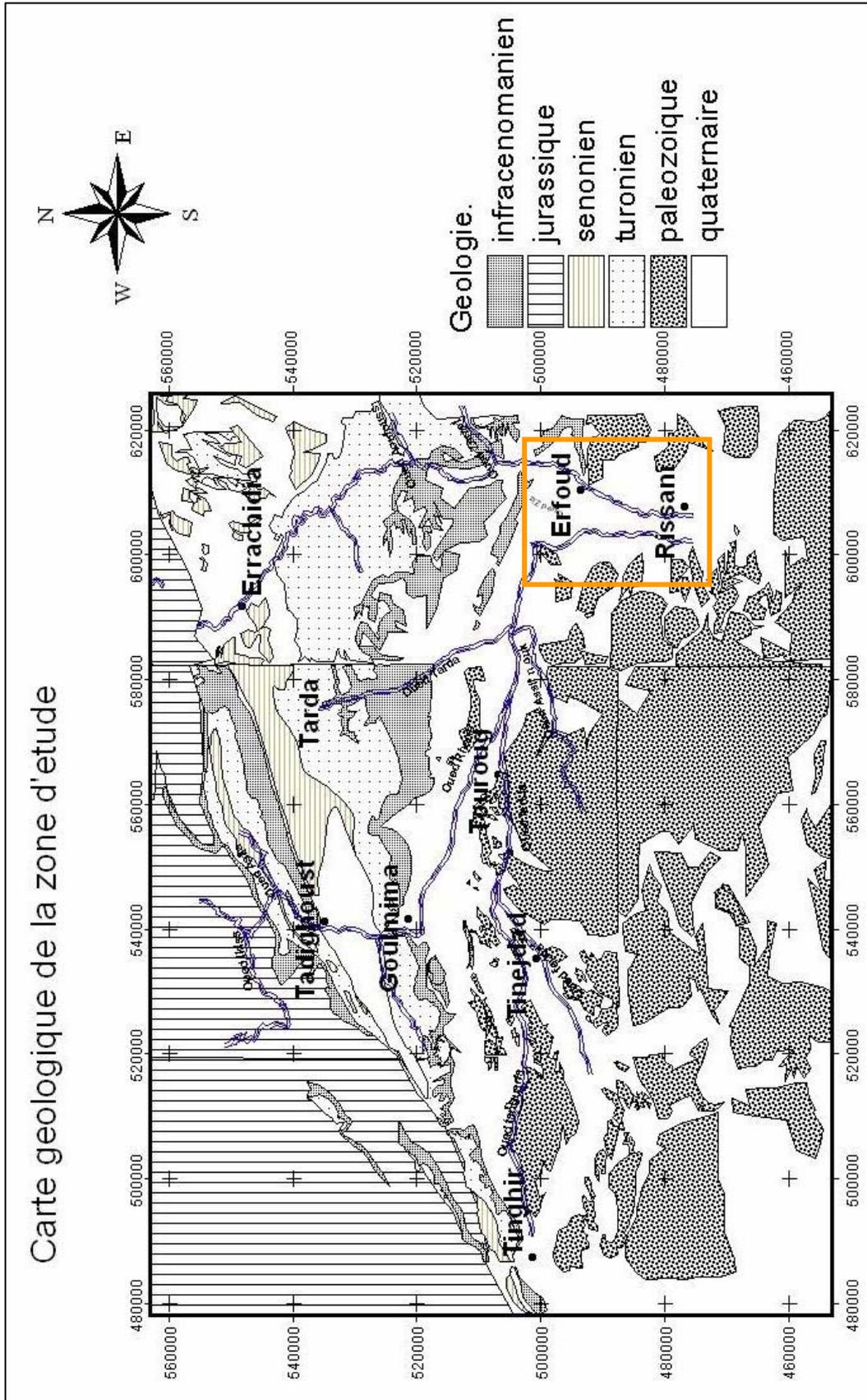
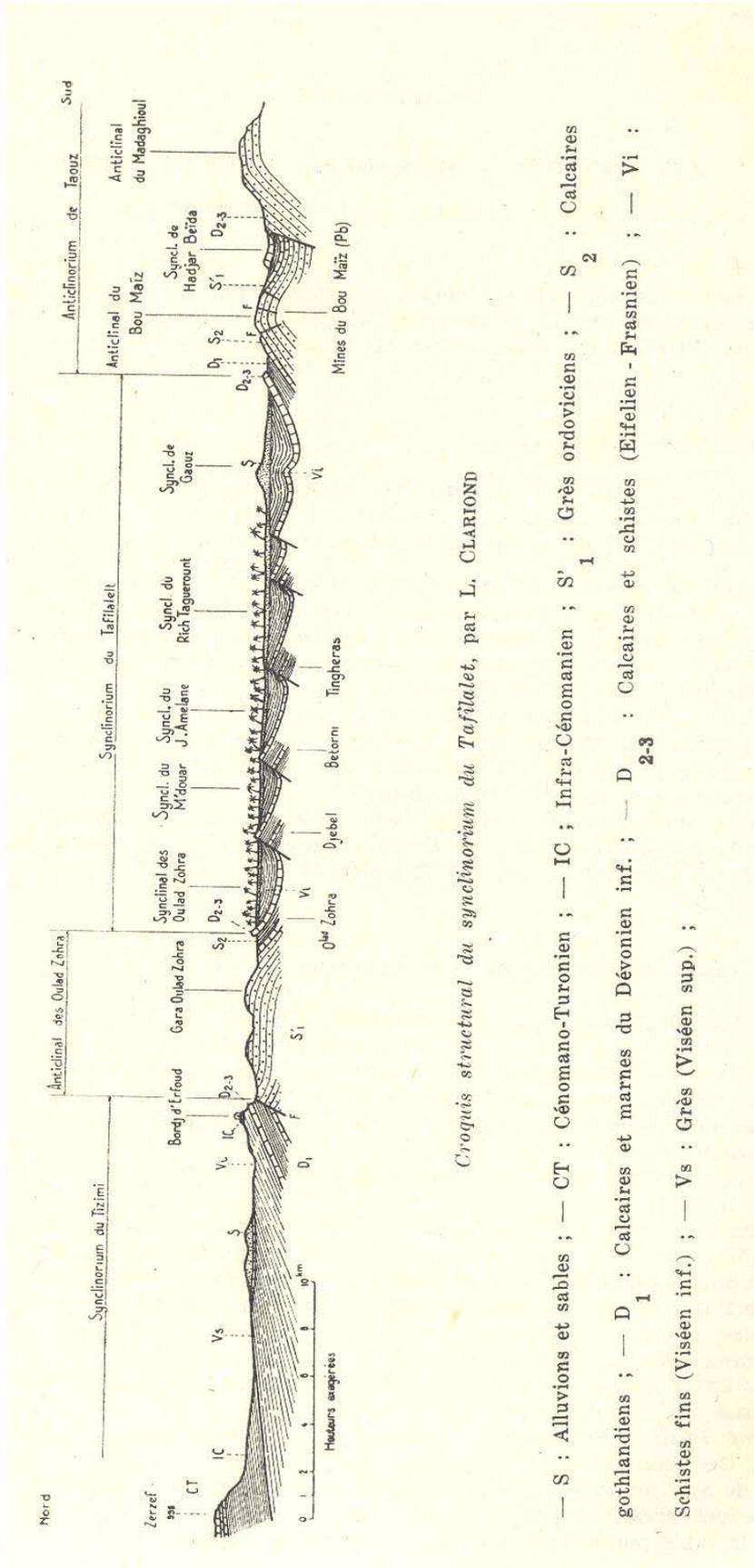


Figure 2. Carte géologique de la zone d'étude.



Croquis structural du synclinorium du Tafilalet, par L. CLARIOND

— S : Alluvions et sables ; — CT : Cénomano-Turonien ; — IC ; Infra-Cénomannien ; S' : Grès ordoviens ; — S : Calcaires gothlandiens ; — D₁ : Calcaires et marnes du Dévonien inf. ; — D₂₋₃ : Calcaires et schistes (Eifélien - Frasnien) ; — Vi : Schistes fins (Viséen inf.) ; — Vs : Grès (Viséen sup.) ;

Figure 3. Esquisse structurale de la plaine de Tafilalet (Clariond, 1950)

La plaine est formée de terrasses quaternaires déposées sur le substratum paléozoïque. Les schistes du Viséen inférieur sont coiffés par un lambeau gréseux dont le conglomérat de base est riche en éléments rhyolitiques. Ce lambeau se raccorde à la base avec la série continentale des marnes et grès rouges infra- cénomaniens, substratum de la Hammada cénomano-turonienne, dont les entablements se profilent au Nord et à l'Est.

Vers le Sud, l'anticlinal Est-Ouest de grès ordoviciens des Oulad Zorha sépare deux bassins: au Sud le synclinorium dévonien du Tafilalet et au Nord le synclinorium viséen du Tizimi. Au Sud de l'anticlinal, se profilent les rides dévoniennes du Bou Tcharafine, d'El Haroun, de Derkaoua.

A l'Ouest de la palmeraie, où ces rides sont jalonnées par quelques crêtes pointant à travers les limons, la même dissymétrie tectonique marque les synclinaux de la Gara n'Douar, de Bou Amelane et du Jbel Adrar.

Entre la ride de Derkaoua et l'Adrar, s'étale la cuvette carbonifère (Viséen et Namurien) étendue au Sud jusqu'au pays du Taouz.

Le quaternaire est formé par plusieurs terrasses dont les dépôts de faible épaisseur (0,1 à 5 m), essentiellement des conglomérats et des limons sableux et argileux, se terminent par des alluvions graveleux et des sables dunaires.

I.3 Types de sols

Les études pédologiques effectuées dans la région sont peu nombreuses et souvent incomplètes (Kabiri, 2004).

Mis à part quelques sols situés à proximité des puits, tous les sols cultivables sont d'apport alluviaux et colluviaux de différents âges, apportés essentiellement par les eaux de crues. Ils sont situés le long des oueds.

L'évolution des sols du Tafilalet est surtout tributaire du mode d'utilisation et de la pratique d'irrigation. Ces sols regroupent quatre classes distinctes (Delefolly, 1980):

1. Sols minéraux bruts: formés par les roches nues des montagnes, regs, Hamadas et dunes. Ce sont les plus étendus mais squelettiques et très caillouteux et par conséquent non exploitables pour l'agriculture ;

2. Sols peu évolués: ce sont des sols xériques et des sols d'apport alluvio-colluvial:

Chapitre I

- les sols xériques occupent les terrasses moyennes des oueds et des zones de colluvionnement. Ils sont utilisables pour l'agriculture quand ils sont profonds et peu caillouteux ;

- les sols d'apport alluvio-colluvial forment les terrasses récentes. Ils sont en général profonds à texture limono-sableuse ou argileuse et constituent l'essentiel des sols des palmeraies.

3. Sols isohumiques: ils sont plus évolués que les précédents et se retrouvent un peu partout dans la plaine mais par zones peu étendues.

4. Sols salsodiques: ce sont des sols à évolution dominée par la présence de sels solubles avec une dominance des ions Cl^- et Na^+ . On en distingue trois groupes:

- sols d'apport, formés sur marnes calcaires très salées, à caractère hydromorphe. Ils sont peu étendus et localisés au nord de la plaine essentiellement ;

- sols à efflorescences salines, développés dans la partie Sud de la plaine, autour de Jorf et au Nord-Ouest de Tizimi où la nappe phréatique salée est peu profonde. Ils peuvent se rencontrer également, ponctuellement, au sein de la palmeraie. Ces efflorescences salines ont pour origine une concentration des sels (essentiellement le NaCl) à la surface du sol après évaporation de l'eau ;

- sols salins, localisés surtout dans les périmètre irrigués de la plaine. Leur salure est due à l'utilisation d'une eau d'irrigation salée.

I. 4 Climatologie

Les données climatiques sont enregistrées par deux stations dans de la région d'étude. La station météorologique d'Erfoud située dans la vallée de Tafilalet (Latitude = $31^{\circ}26$ Nord; Longitude = $4^{\circ}14$ Ouest; Altitude = 927m), gérée par la Direction générale de l'hydraulique, enregistre la pluviométrie, les températures T ($^{\circ}\text{C}$) maximales et minimales, et les humidités relatives H_r (%) maximales et minimales. Les données qui y sont recueillies couvrent les années hydrologiques 1989/1990 à 2000/2001 pour l'humidité relative et les années hydrologiques 1982/1983 à 1999/2000 pour les températures et les précipitations. La Station de la direction de la météorologie nationale d'Errachidia (Latitude = $1^{\circ}56$; Longitude = $4^{\circ}24$; Altitude = 1037,20m) nous a permis d'avoir les données moyennes mensuelles de l'insolation journalière I (h/j) et de la vitesse du vent V (m/s/j). Le tableau 1 résume les variations mensuelles des paramètres climatiques durant ces années.

Tableau 1. Evolution des paramètres climatiques dans la région

		Sept	Oct	Nov	Dec	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Jui	Jul	Aout	An
T (°C)	Moy	28,45	21,52	15,46	11,21	10,29	12,36	16,42	20,13	24,69	29,80	33,63	32,72	21,39
	Ect	1,23	1,19	1,03	0,69	1,01	1,15	1,30	1,53	1,52	1,79	1,02	0,64	0,62
	Var	1,51	1,41	1,06	0,48	1,02	1,32	1,70	2,35	2,31	3,19	1,04	0,41	0,38
	Max	39,68	33,50	27,34	22,15	21,62	24,61	29,11	33,01	36,56	40,97	43,11	41,99	32,80
	Min	16,09	10,93	3,66	-0,68	-1,41	1,60	4,64	8,50	11,50	18,28	22,34	21,56	9,75
V(m/s)	Moy	2,72	1,97	1,46	1,17	1,35	1,78	2,49	3,15	3,42	3,58	3,16	3,05	2,44
	Ect	1,07	0,98	0,79	0,94	0,96	1,14	1,14	1,32	1,27	1,50	1,30	1,10	0,98
	Var	1,14	0,96	0,63	0,88	0,91	1,30	1,30	1,75	1,60	2,25	1,68	1,21	0,95
Hr (%)	Moy	19,39	23,73	33,71	42,04	45,33	38,11	30,43	24,24	21,19	16,31	14,99	15,40	27,07
	Ect	4,54	2,72	5,14	3,61	7,17	3,90	2,77	2,48	5,03	0,78	0,40	0,63	1,73
	Var	20,61	7,38	26,47	13,06	51,46	15,19	7,68	6,15	25,32	0,61	0,16	0,40	3,00
I(h/j)	Moy	8,94	8,66	8,41	7,84	7,91	8,66	8,87	9,73	10,12	10,52	10,10	9,22	9,08
	Ect	1,01	0,90	0,94	0,83	0,89	1,09	0,81	0,96	0,81	1,09	0,93	0,70	0,39
	Var	1,03	0,81	0,89	0,68	0,80	1,18	0,66	0,93	0,65	1,19	0,87	0,49	0,15
P(mm)		6,46	5,70	11,62	6,69	10,68	6,28	6,52	10,69	5,13	1,82	0,37	1,72	72,99

I.4.1 La température

La température de la région présente une très grande variabilité saisonnière (figure 4). Les étés sont chauds avec les plus grandes valeurs enregistrées en juillet et les hivers froids. La variation inter-annuelle de la température mensuelle durant les derniers vingt trois (23) ans montre une très grande variabilité du paramètre (Tableau 1). L'amplitude des écarts journaliers mensuels entre les températures maximales et minimales est importante, atteignant parfois 24°C. La moyenne des températures minimales du mois le plus froid (janvier) est de -2,58°C tandis que celle des températures maximales du mois le plus chaud (juillet) est de 43,11°C et peut atteindre 50°C à Rissani (Kabiri, 2004).

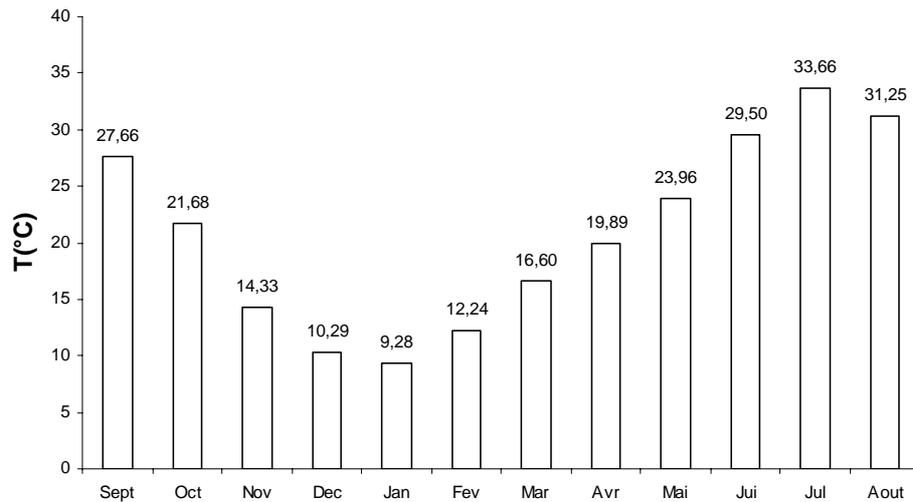


Figure 4. Variation intra-annuelle de la température moyenne mensuelle à Erfoud durant les années hydrologiques 1982/1983-1999/2000

I.4.2 Précipitations

Le trait caractéristique des régions arides est l'insuffisance des précipitations (Faouzi, 1999). La plaine de Tafilalet, entourée par les reliefs montagneux culminant à des altitudes supérieures à 3.200 m de l'Atlas qui empêchent toute influence océanique d'une part, et ouverte aux masses d'air chaudes provenant du Sahara (Mina, 1991) reçoit un total moyen annuel de précipitations qui ne dépassent guère les 80mm. Les précipitations ne permettent qu'un apport de moins de 4% des ressources en eau superficielle nationale (Zerhouni 1981). Les chutes de pluies directes sur la plaine sont d'une faible utilité pour l'agriculture et présentent peu d'intérêt pour les oueds et l'infiltration (Margat, 1962). Les précipitations diminuent du Nord vers le Sud avec 150 mm/an à Errachidia située en amont de la plaine, et atteignent à peine 60mm à Rissani. La pluie présente de fortes variabilités inter-annuelles (figure 5) et intra-annuelles. Le nombre de jours pluvieux ne dépassant pas vingt (20) dans l'année.

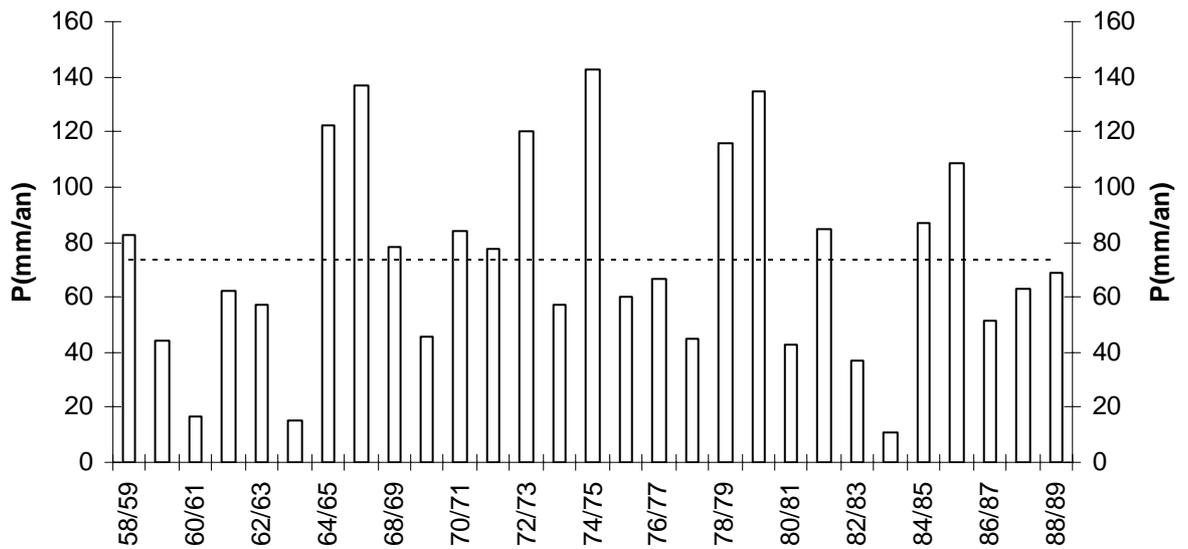


Figure 5. Variation interannuelle des précipitations à Erfoud.

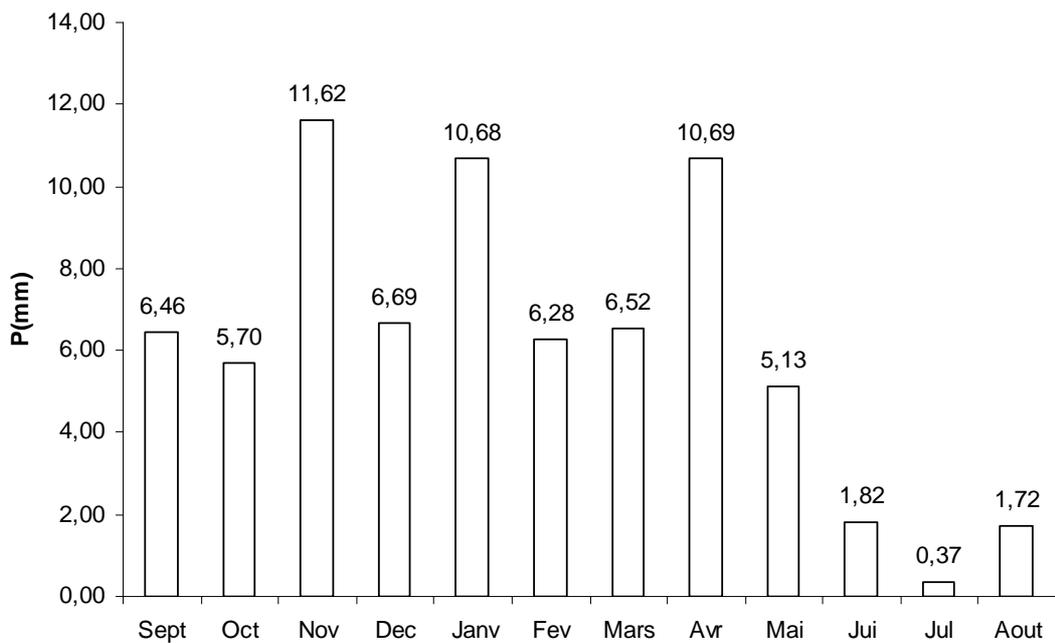


Figure 6. Variation intra-annuelle des précipitations à Erfoud de 1958/59 à 2000/2001

I.4.3 Vents

La région est caractérisée par les vents du Sahel de direction Nord-Ouest en hiver, et le chergui en été, vent du Sud très sec, et contribuant largement à l'évaporation et au transport de particules du sol (Ounir, 1999). Ce dernier vent est très fréquent de mars à septembre, et les plus violents se produisent entre avril et août (Mina, 1991). La variation interannuelle de cette donnée climatique (figure 7) montre une grande irrégularité d'une

Chapitre I

année à l'autre. L'évolution intra-annuelle (Fig. 8) est caractérisée par une grande variabilité : la vitesses moyenne annuelle est de 2,44m/s à 2m du sol et les vitesses maximales sont enregistrées en juin. La vitesse maximale moyenne journalière est de 3,07 m/s, et peut atteindre 4, 3m/s.

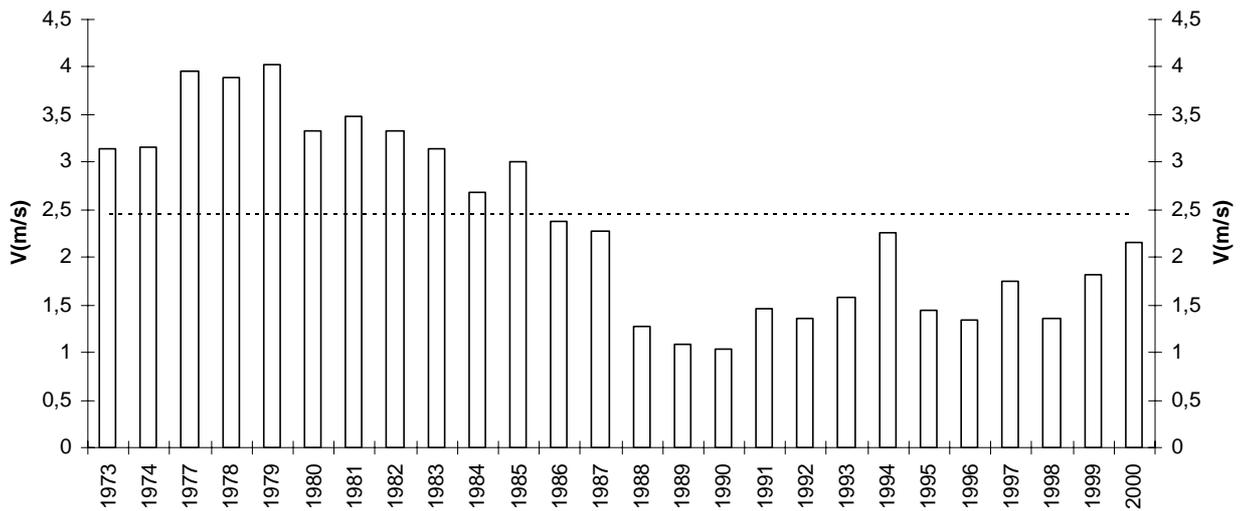


Figure 7. Variation interannuelle des vents à Errachidia

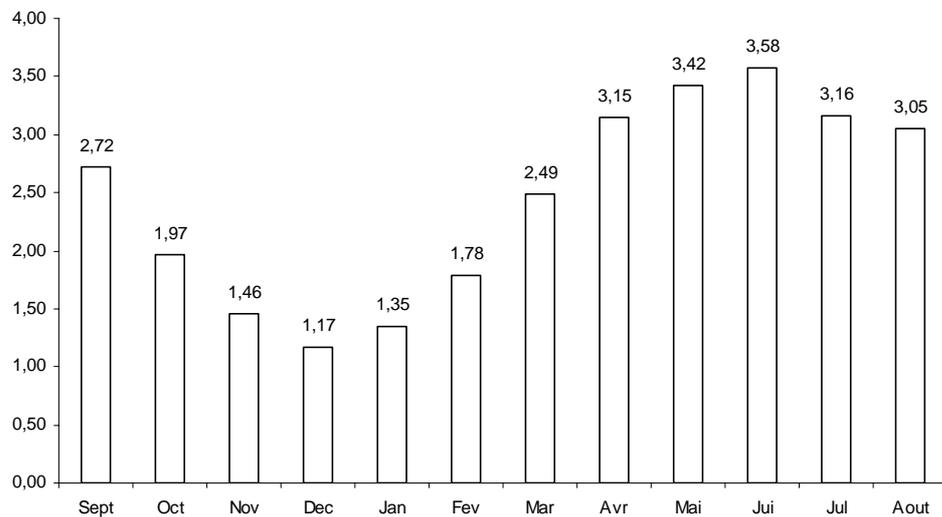


Figure 8. Variation intra-annuelle des vents à Errachidia de 1973 à 2000.

I.4.4 Insolation

La zone d'étude est assez ensoleillée avec une moyenne de 9,08 h/j. Les fluctuations intra-annuelles (figure 9) et inter-annuelles (Figure 10) sont assez faibles indiquant ainsi que la région est ensoleillée toute l'année. Les valeurs maximales de l'insolation sont enregistrées en juin.

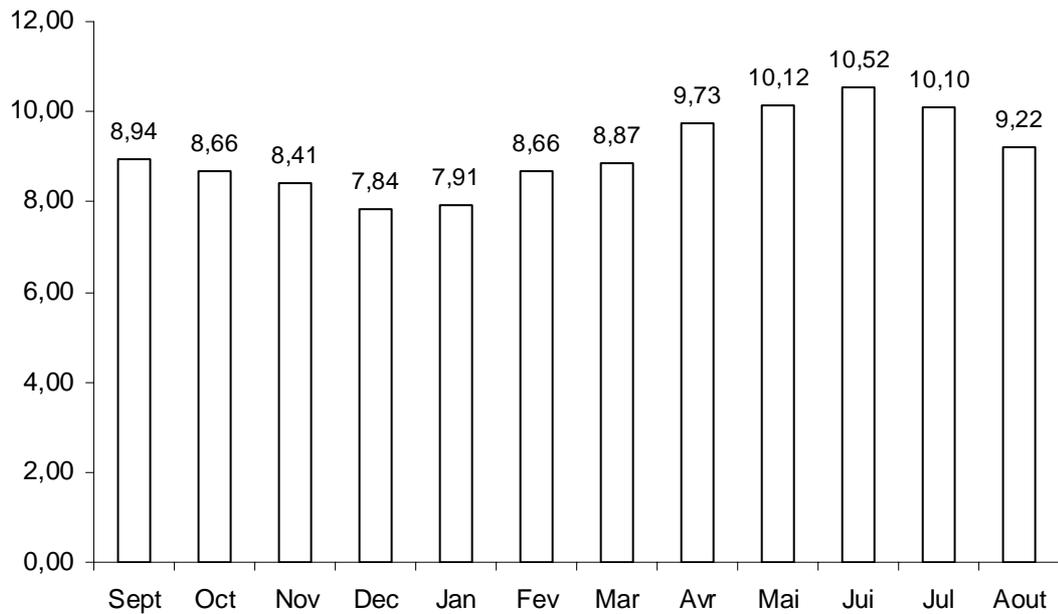


Figure 9. Variation intra-annuelle de l'insolation (h/j) à Errachidia de 1973 à 2000.

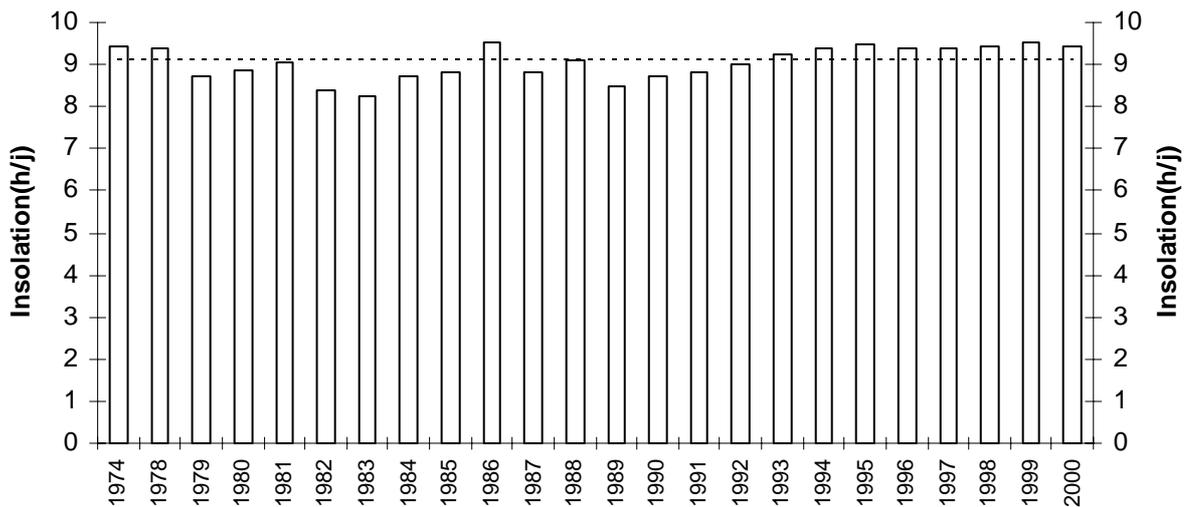


Figure 10. Variation inter-annuelle de l'insolation à Errachidia de 1974 à 2000

I.4.5 Humidité relative

La moyenne de l'humidité relative est de 27,07%. Le maximum est enregistré en janvier et le minimum en juillet. L'humidité semble évoluer en sens inverse de la température et subir l'influence du vent. En effet, dans la région plus les températures sont élevées et plus les vents deviennent forts, plus les humidités relatives diminuent de façon marquée (figure 11).

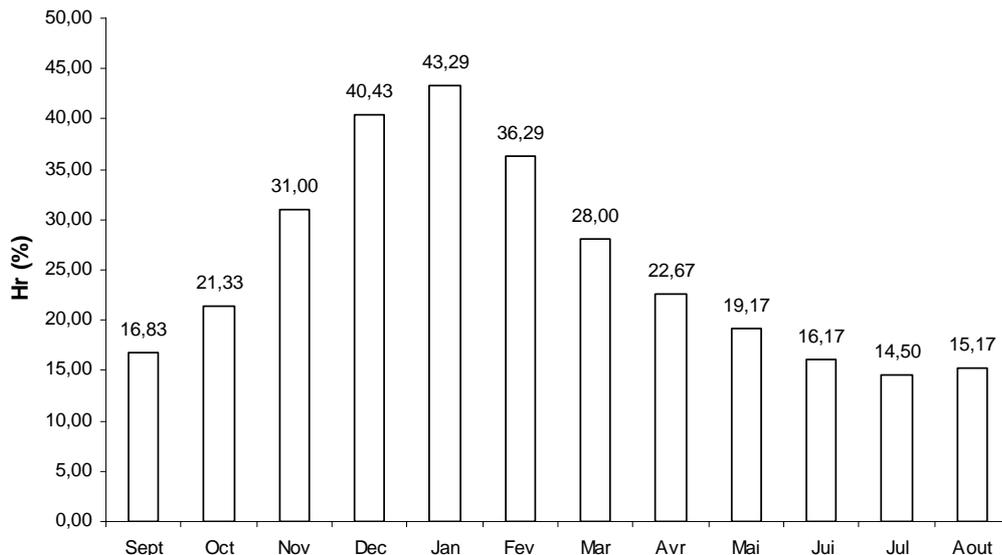


Figure 11. Variation intra-annuelle de l'humidité relative moyenne mensuelle à Erfoud durant les années hydrologiques 1989/1990 à 2000/2001

A partir des différentes données climatiques, plusieurs formules et indices permettent d'évaluer le climat d'une région. Dans ce qui suit, nous avons procédé à la caractérisation du climat de la région par le calcul de l'indice de Martonne (Estienne et Gordard, 1970) et du Quotient pluviométrique d'Emberger.

L'indice de Martonne

L'indice de Martonne (Estienne et Godard, 1970) est un indice de classification du climat qui est fonction de la hauteur annuelle des précipitations et de la température moyenne annuelle.

$$I = P / (T + 10)$$

avec

I : Indice de Martonne,

P : Hauteur annuelle des précipitations en mm,

T : Température moyenne annuelle en degrés centigrades.

Chapitre I

A partir de cet indice, les différents climats se classent comme suit:

Climat hyper aride ou désertique : $I < 5$;

Climat aride ou steppique : $5 < I < 10$;

Climat semi-aride : $10 < I < 20$.

Climat sub-humide à humide : $I > 20$

Le calcul de cet indice dans la zone d'étude donne $I = 2,44$ d'où l'appartenance de la plaine de Tafilalet au climat désertique ou hyperaride.

Quotient pluviométrique d'Emberger

Il s'exprime comme suit (Estienne et Godard, 1970)

$$Q = 1000P / \left(\frac{M+m}{2} \right) * \{M-m\}$$

Q= Quotient pluviométrique,

P= Total des précipitations annuelles en mm,

M= la moyenne des températures maximales du mois le plus chaud en °K,

m= la moyenne des températures minimales du mois le plus froid en °K,

(0°C = 273 degré Kelvin)

La distinction des étages bioclimatiques se fait en fonction des valeurs suivantes de Q :

De 0 à 10 : climat saharien ;

De 10 à 35 : climat aride ;

De 35 à 65 : climat semi-aride ;

De 65 à 130 : climat sub-humide ;

De 130 à 200 : climat humide ;

Plus de 200 : climat hyper-humide.

Le calcul de ce coefficient donne $Q = 5$ indiquant que la région appartient au climat saharien.

I.5 Ressources en eau

La plaine de Tafilalet est considérée comme l'unité hydrogéologique la plus importante de la région. Elle constitue le lieu de convergence privilégié d'une part des eaux de surface des bassins de Ziz et de Ghéris- Todgha et d'autre part des eaux souterraines de l'amont (Margat, 1958 ; Kabiri, 2004).

I.5.1 Eaux de surfaces

La rareté des précipitations dans la plaine de Tafilalet fait qu'elles participent faiblement à la reconstitution des eaux de surface. Le réseau hydrographique se limite à deux oueds principaux qui sont le Ziz et le Rheris qui prennent naissance dans le Haut Atlas et traversent la région du Nord au Sud. La majeure partie de ces oueds ont tari avec la sécheresse et leurs débits ont considérablement diminué. Le Barrage Hassan Addakhil, mis en service au cours de l'année 1970/1971 sert à régulariser le débit des eaux dans la plaine par des lâchers dans le lit de l'oued Ziz qui joue le rôle d'adducteur.

I.5.2 Eaux souterraines

Les formations géologiques quaternaires qui abritent la nappe sont très hétérogènes et présentent des degrés de perméabilité très variables. On distingue, à la base, des conglomérats, des calcaires lacustres et des sables qui contiennent la réserve essentielle de la nappe, surmontés par des alluvions graveleuses, des galets et des limons. Le substratum de la nappe est constitué des schistes cristallins et quartzites imperméables du Paléozoïque (Kabiri, 2004).

Dans la plaine de Tafilalet, la nappe est régularisée par les lâchers du barrage Hassan Addakhil qui contribuent à sa recharge. L'alimentation de la nappe est également assurée par l'infiltration des eaux de pluies (qui demeurent négligeables) et les eaux de crues provenant du bassin versant intermédiaire du Ziz (entre le barrage et la plaine de Tafilalet) et du bassin versant du bas Rhèris. Cependant, depuis la mise en service du barrage, les eaux de crues sont régularisées. Le dernier grand épisode eut lieu en 1965, et ce n'est qu'en mai dernier, qu'il y'eut encore une inondation dans la région suite à des pluies diluviennes.

Cette nappe phréatique a une étendue très limitée car elle reste cantonnée aux lits majeurs des oueds. Le volume moyen exploité est estimé à 20 Mm³/an et peut atteindre 35 Mm³/an pendant la période de sécheresse.

Chapitre I

Dans cette région, on dénombre 570 *Khettarats* qui s'alignent sur 2900 km permettant ainsi l'irrigation d'environ 900 hectares. Actuellement, seules 250 *Khettarats* sont encore fonctionnelles (Kabiri, 2004).

La salinité de l'eau varie du Nord vers le Sud (2 à 4 g/l à l'entrée des oueds, dans la plaine et autour d'Erfoud et 6 à 8 g/l aux alentours de Rissani).

Son hydrodynamisme est très variable du fait de l'hétérogénéité des faciès et elle est vulnérable aux fluctuations climatiques et à la pollution anthropique (fosses septiques et décharges par manque d'assainissement).

I.6 Activités socio-économiques

Selon le recensement officiel de 1994, la population de la région s'élève à 574425 habitants, avec un taux d'accroissement annuel moyen de 1,81%. Plus de 61% de la population active pratique l'agriculture qui constitue la principale activité économique dans cette région. C'est une agriculture de subsistance basée sur de petites propriétés irriguées et cultivées de manière traditionnelle. Elle est caractérisée par un système de culture à deux étages; le palmier dattier et les cultures basses (céréales, luzerne, cultures maraîchères essentiellement le gombo, cultures spéciales henné et cumin). L'irrigation de ce système de cultures est assurée par les eaux de crues, les eaux des *Khettaras* et le pompage. 20 500 ha sont ainsi irrigués dans la plaine de Tafilalet (Kabiri, 2004).

L'élevage se pratique également dans les palmeraies et est essentiellement constitué de bovins, de caprins et d'ovins.

I.7 Conclusion

Cette présentation de la région d'étude fait ressortir les besoins accrus en eau pour l'alimentation de la population, pour l'agriculture et le bétail. La faiblesse des précipitations fait que l'on est obligé de se rabattre sur les ressources souterraines en eau et les eaux provenant des lâchers de barrage pour les activités anthropiques. Une bonne gestion de cette ressource nécessite une maîtrise des termes du bilan hydrique.

Dans les conditions climatiques de la zone d'étude, l'évapotranspiration constitue le facteur de perte en eau le plus important. Dans ce qui suit, nous allons déterminer l'évapotranspiration de référence dans la plaine de Tafilalet.

Bibliographie de la première partie

Chaayou J., Ruchard J P., (1977). Sillon pré-Africain à l'est du Siroua: les bassins de Ouarzazate et de Errachidia - Boudenib. Tome 3 des ressources en eau du Maroc. Direction Régionale de l'Hydraulique, Rabat.

Clariond L. (1950). Etudes stratigraphiques sur les terrains du Sud marocain, la serie primaire du Sarhro, du Maïder et du Tafilalet. *Public Assoc. Etudes Géol. Médit. Occid. Vol. 5, 1^{ere} partie, n°12, pp 3-10, 1935*

Combe M. (1977). Ressource en eau du Maroc. Domaines Atlasique et Sud-Atlasique. N°231. Tome 3. Editions du service géologique du Maroc. Rabat

Delefolly, J.L. (1980). Etude de la salure des sols du Tafilalet. Première partie : Cartes isocones au 1/20000. ORMVAT Errachidia

Faouzi E. H., (1999). Diagnostic hydrique de la culture de blé en milieu oasien. Une aide à l'avertissement, à l'irrigation dans le périmètre du Drâa moyen. Thèse de doctorat. Univ. Catholique de Louvain, Belgique.

Kabiri L., (2004): Contribution à la connaissance, la préservation et la valorisation des Oasis du Sud marocain : cas de Tafilalt. Thèse d'habilitation universitaire, Facultés des Sciences et Techniques, Errachidia, Université My Ismaïl, Maroc, 280 pp.

Margat J., (1977). Etude hydrogéologique du bassin Quaternaire de Tafilalet. Ressources en Eau du Maroc, p.310-380.

Margat, J.(1958). Les recherches hydrogéologiques et l'exploitation des eaux souterraines au Tafilalet. in "Mines et Géologie", Rabat, n°4, pp. 43-68

Michard A. (1976). Eléments de géologie marocaine. Notes et Mém. Serv. Geol. Maroc, N°252, 408

Michelot J (1992)., Hydrologie isotopique des systèmes aquifères de Fès, Mèknes,

Chapitre I

Errachidia et Kheng-el hammam. Projet RAF/Morroco/8/004 (1992), IAEA report.

Mina A. (1991). Contribution à l'étude hydrogéologique de la vallée de Ziz (Province d'Errachidia; Sud-Est du Maroc). Incidences respectives de la sécheresse et du barrage Hassan Addakhil sur les ressources en eau à l'aval. Thèse de doctorat de l'université de Franche-Comté France

Ounir H., (1999). Etude d'aménagement paysager des abords de la retenue du barrage Hassan Addakhil. Mémoire de 3ème cycle. IAV Hassan II, Rabat-Maroc

Ruhard J. P. (1965). La zone salée du sud du Tafilalet. Rapport de synthèse en vue du drainage. Rapp. Arch. MTPC/DH/DRE, 47pp

Zerhouni A. (1981). Maîtrise des eaux dans le périmètre de Tafilalet. Hommes, terres et eaux, Vol. 11, N° 42, pp. 13-19

CHAPITRE II : ÉVAPOTRANSPIRATION DE RÉFÉRENCE DANS LA PLAINE DE TAFILALET

CHAPITRE II

EVAPOTRANSPIRATION DE REFERENCE DANS LA PLAINE DE TAFILALET

II. I. Généralités sur l'évapotranspiration

L'évapotranspiration se compose de l'évaporation et de la transpiration. Nous détaillerons ces deux processus séparément et ferons par la suite une synthèse.

II.1.1. L'évaporation

L'évaporation est le processus physique par lequel l'eau est transférée à l'atmosphère par passage de la phase liquide à la phase vapeur. L'eau s'évapore ainsi d'une variété de surfaces, tel que les lacs, les rivières, les chaussées, les sols nus et la végétation mouillée. C'est par le mouvement des molécules d'eau que débute l'évaporation. Suite à des travaux sur le sujet, Dalton (1802) a établi une loi qui exprime le taux d'évaporation d'un plan d'eau en fonction du déficit de saturation de l'air et de la vitesse du vent u . Cette loi est formulée selon la relation suivante :

$$E = f(u).(e_s - e_a)$$

avec :

E : taux d'évaporation,

e_a : pression effective ou actuelle de vapeur d'eau dans l'air

e_s : pression de vapeur d'eau à saturation à la température de la surface évaporante

$f(u)$: constante de proportionnalité (avec la vitesse du vent u).

Cette relation exprime ainsi que, en théorie et dans des conditions de pression et de température données, le processus d'évaporation est possible jusqu'à ce que la pression de vapeur effective atteigne la pression de vapeur saturante. En conséquence, pour qu'il y ait évaporation, il faut que le gradient de pression dû à la vapeur d'eau soit positif.

La transformation de l'eau liquide en vapeur nécessite de l'énergie. La radiation solaire fournit principalement cette énergie. L'évaporation dépendra de ce fait principalement de :

- facteurs météorologiques : la quantité de chaleur disponible et la capacité de l'air à stocker l'eau ;
- facteurs physiques du milieu.

II.I.1.1 Facteurs météorologiques

Il s'agit principalement de la quantité de chaleur disponible et de la capacité de l'atmosphère à stocker l'eau.

II.I.1.1.1 Quantité de chaleur disponible

La quantité d'eau pouvant être évaporée à partir d'une surface dépend de la quantité de chaleur provenant du soleil. Cette quantité de chaleur varie, d'une part, selon les conditions géographiques (gradient de latitude), et d'autre part, selon l'élévation de la surface liquide par rapport au niveau de la mer. Les échanges de chaleur entre l'atmosphère, la surface du sol et la surface des lacs et des océans s'effectuent par convection et conduction. L'énergie provient des divers rayonnements :

- **le rayonnement solaire (RS)** est l'élément moteur des conditions du cycle hydrologique. C'est la quantité de rayonnement de courtes longueurs d'onde reçue à la surface de la terre (FAO, 1975) ;

- **le rayonnement atmosphérique (RA)** est la quantité de rayonnement solaire reçue à la surface de l'atmosphère. C'est une émission due essentiellement à la vapeur d'eau, au gaz carbonique ainsi qu'à l'ozone ;.

- **le rayonnement terrestre (RT)** qui constitue le rayonnement propre, est absorbé en quasi-totalité par l'atmosphère ;

- **le rayonnement net (RN)** (schéma 1 et 2) est la quantité d'énergie radiative disponible à la surface de la terre et pouvant être transformée en d'autres formes d'énergie par les divers mécanismes physiques ou biologiques de la surface (Faouzi, 1999).

Ces radiations induisent et régissent fortement la **température** de l'air et de l'eau. Au voisinage du sol, la température de l'air est très influencée par la nature de la surface terrestre et par l'importance de l'ensoleillement. Les facteurs influents sur les variations de la température atmosphérique dans le temps sont essentiellement la latitude, l'altitude, le relief, le type de surface ou de végétation, la proximité de la mer, les masses d'air dominantes et le degré d'urbanisation et de pollution.

Schéma 1: Bilan de courtes longueurs d'ondes

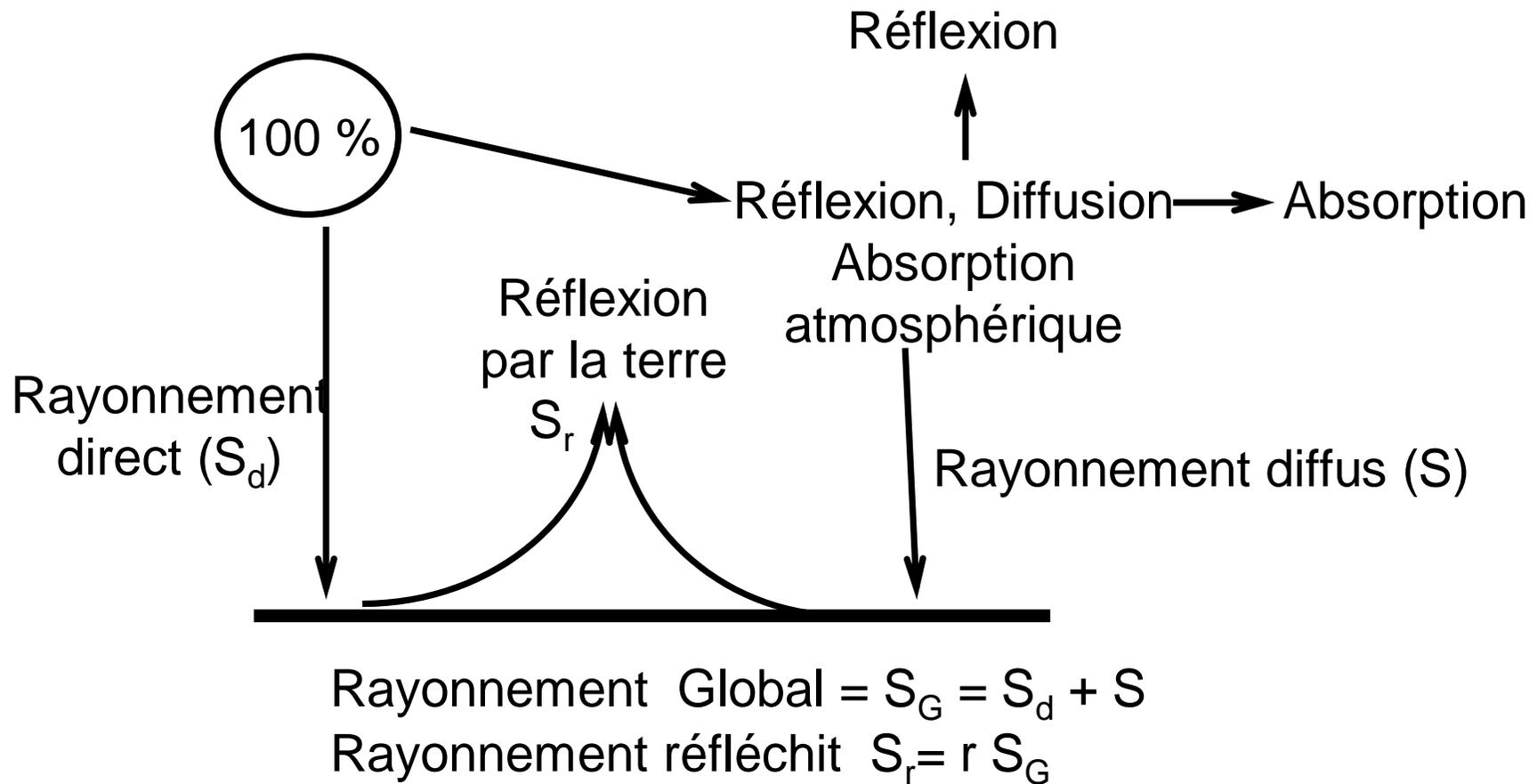
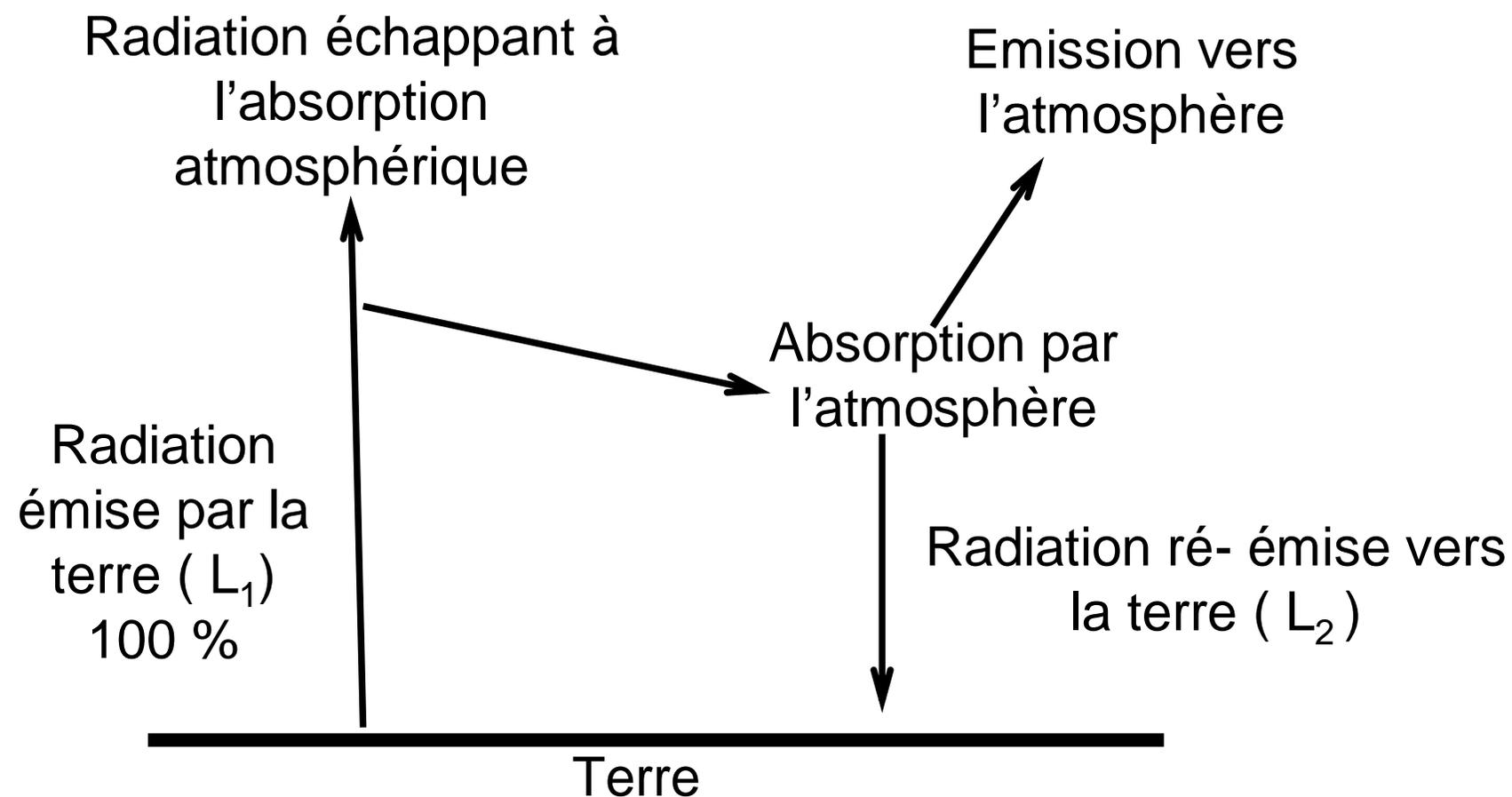


Schéma 2: Bilan radiatif pour les lambda longues



II.I. 1. 1.2 Capacité de l'air à stocker l'eau

Elle est principalement fonction du degré de saturation de l'atmosphère ambiante en humidité.

L'humidité relative est le rapport entre la quantité d'eau contenue dans une masse d'air et la quantité maximale d'eau que peut contenir cette masse d'air. Le déficit de saturation peut être exprimé en fonction de l'humidité relative par la relation suivante (André, 2005) :

$$H_r = \frac{e_a}{e_s} \cdot 100[\%]$$

avec :

ea : pression de vapeur d'eau effective ou actuelle,

es : pression de vapeur d'eau à saturation.

L'humidité découle ainsi essentiellement de la pression atmosphérique et de la température de l'air. Cette pression est un indicateur de la variation des types de masse d'air et du vent. Le vent joue ainsi un rôle essentiel sur les processus d'évaporation car c'est lui qui permet, par le mélange de l'air ambiant et par sa vitesse, de remplacer au voisinage de la surface évaporante, l'air saturé par de l'air plus sec.

II.I.1. 2 Facteurs physiques du milieu

Les facteurs physiques qui affectent l'évaporation d'une surface dépendent étroitement des propriétés de cette surface et seront variables selon qu'il s'agisse de l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre, d'un sol nu ou d'une surface recouverte de neige ou de glace.

- Evaporation à partir des surfaces d'eau libre

L'évaporation d'une surface d'eau libre dépend non seulement de propriétés physiques et géométriques de cette surface (profondeur, étendue) mais aussi des propriétés physiques de l'eau (température, salinité).

- Evaporation à partir d'un sol nu

L'évaporation d'un sol nu est conditionnée par les mêmes facteurs météorologiques que ceux intervenant dans l'évaporation d'une surface d'eau libre. La quantité d'eau disponible devient toutefois un facteur limitant. L'évaporation d'un sol nu sera de ce fait influencée d'une part par la demande évaporative mais aussi par la capacité du sol à répondre à cette

Chapitre II

demande et sa capacité à transmettre de l'eau vers la surface, fonction de diverses caractéristiques que sont :

* **la teneur en eau du sol** : elle conditionne les processus d'évaporation. Plus le sol est sec et plus les flux évaporés seront faibles (André, 2005).

* **la capillarité** : c'est le pouvoir qu'a une matière d'absorber l'eau à partir de sa base ou de la base du contenant dans lequel il se trouve. Les remontées capillaires permettent d'amener de l'eau jusqu'au front d'évaporation.

* **la couleur du sol et albédo** : les sols de couleur claire présentant des valeurs d'albédo élevées vont absorber moins de rayonnement que des sols foncés et auront un taux d'évaporation plus faible ;

* **la texture du sol** : la couverture pierreuse et la teneur en éléments grossiers du sol.

II.I. 2. La transpiration

Elle consiste en la vaporisation de l'eau contenue dans le tissu de la plante à travers ses stomates. La transpiration dépend des facteurs précités dans le cas de l'évaporation, mais est aussi influencée par le type de plante et son stage végétatif.

L'évaporation et la transpiration constituent deux processus qui se déroulent simultanément. Ces deux termes sont regroupés sous l'appellation d'évapotranspiration.

II. I. 3. Evapotranspiration

C'est un processus composé d'une évaporation physique et d'une évaporation physiologique (transpiration). Pour que le processus d'évapotranspiration puisse se produire, il faut d'une part que le système ait la capacité d'évaporer de l'eau et, d'autre part, que l'air ambiant réclame une demande évaporative. Elle dépend donc des conditions météorologiques mais aussi de la disponibilité de l'eau. A ces deux types de facteurs s'ajoutent encore dans le cas de la transpiration les propriétés physiques et physiologiques de la couverture végétale. Ainsi, l'estimation de l'évapotranspiration est possible par le biais de diverses relations basées sur les caractéristiques climatiques, physiques et physiologiques du milieu étudié (Faouzi, 1999). Elle est indispensable à l'établissement du bilan hydrique et à l'estimation des besoins en eau des plantes. Les recherches dans ce domaine sont assez nombreuses et fournissent actuellement les bases théoriques et les relations qui régissent le phénomène.

Chapitre II

La procédure communément utilisée pour l'estimation des besoins en eau des plantes et des cultures, bien alimentées en eau, est d'estimer d'abord l'évapotranspiration potentielle (ETP) et d'appliquer ensuite les coefficients culturaux spécifiques à chaque espèce végétal (Doorenbos et Pruitt, 1977 ; Wright, 1982 ; Allen *et al.*, 1998).

L'ETP a été introduite par Thornthwaite en 1948. Elle correspond aux pertes par évaporation directe de l'eau du sol et par transpiration du couvert végétal dense, bien développé, en pleine croissance et surtout bien alimenté en eau. Par ailleurs, selon Van Bavel (1966), l'ETP a lieu lorsque la pression de vapeur au niveau de la surface évaporante est au point de saturation. Elle correspond à l'évaporation qui serait observée sur une vaste étendue de terrain naturel ou cultivé, adéquatement alimenté en eau, lorsqu'il est exposé aux conditions climatiques spécifiques qui ne sont pas altérées par l'évapotranspiration elle-même (Faouzi, 1999).

Ces différentes définitions de l'ETP restent vagues et se prêtent à diverses interprétations. Le flux d'évaporation est largement dépendant de la surface évaporante. Par conséquent, l'ETP doit se référer à une surface standard donnée. D'où l'introduction de l'évapotranspiration de référence (Eto). Les problèmes liés au choix de la culture de référence ont été discutés par Allen *et al.* (1998). Certains auteurs utilisent le gazon (Doorenbos et Pruitt, 1977 ; Hargreaves, 1977) et d'autres la luzerne (Penman, 1955 ; Jensen, 1974). L'évapotranspiration de référence représente ainsi le « degré d'évapotranspiration d'une culture de référence ayant une hauteur de 0,12 m, une résistance de couvert de 70 s.m^{-1} et un albédo de 0,23 identique à l'évapotranspiration d'une surface recouverte d'herbe verte, d'une hauteur uniforme en pleine croissance, recouvrant totalement le sol et ayant de l'eau en suffisance » (Smith *et al.*, 1991).

Suite à ces diverses recherches, certaines méthodes ont été établies pour mesurer l'évaporation et l'évapotranspiration. Ces modèles peuvent être classées en trois grandes catégories :

- mesures directes de l'évaporation,
- méthodes empiriques,
- méthodes analytiques du bilan hydrique.

Nous décrivons dans ce qui suit, quelques méthodes et techniques de mesure de l'évaporation et de l'évapotranspiration en soulignant leurs avantages et leurs limites.

II. 2 Techniques et Méthodes d'estimation de l'évaporation et de l'évapotranspiration

II. 2. 1 Méthodes de mesure directe de l'évaporation et de l'évapotranspiration

Les types d'appareils les plus utilisés pour la mesure de l'évaporation sont les bacs et les lysimètres.

II. 2. 1. 1 Bac d'évaporation

Ce sont des contenants de section cylindrique (Figure 12) ou carrée (Figure 13) dont les variations du niveau d'eau, mesurées à des intervalles de temps fixes (jour, semaine, décade), sont un reflet de l'intensité de l'évaporation. Les bacs d'évaporation permettent de mesurer l'effet intégré du rayonnement, du vent, de la température et de l'humidité sur l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre. Les végétaux réagissent de façon similaire aux mêmes variables climatiques, mais plusieurs facteurs importants peuvent entraîner des différences appréciables. Le rayonnement que réfléchit un plan d'eau n'est que de 5 à 8 pour cent, tandis que pour la plupart des surfaces végétatives, il représente 20 à 25 pour cent du rayonnement solaire reçu (Doorenbos et Pruit, 1977). L'emmagasinement de chaleur dans le bac pendant le jour peut être appréciable et entraîner une répartition presque égale de l'évaporation entre la nuit et le jour alors que, pour la plupart des cultures, les pertes sur 24 heures se produisent à 95 pour cent et plus pendant les heures diurnes (Doorenbos et Pruit, 1977).

Par ailleurs, les pertes d'eau à partir du bac et à partir du couvert végétal peuvent différer considérablement en raison de la variance de la turbulence de l'air immédiatement adjacent à ses surfaces.

On obtient la valeur de l'évaporation en prenant la différence du niveau de l'eau relevée dans le bac durant un temps donné et en tenant compte éventuellement des précipitations qui se sont produites durant la période considérée.

$$E = P \pm \Delta d$$

où P est la hauteur des précipitations pendant la période considérée entre les deux mesures et Δd la hauteur d'eau enlevée ou ajoutée au volume contenu dans le bac.

Dans la station météorologique du Radier d'Erfoud, la direction régionale de l'hydraulique dispose d'un bac enterré, de forme cubique (Figure. 13).

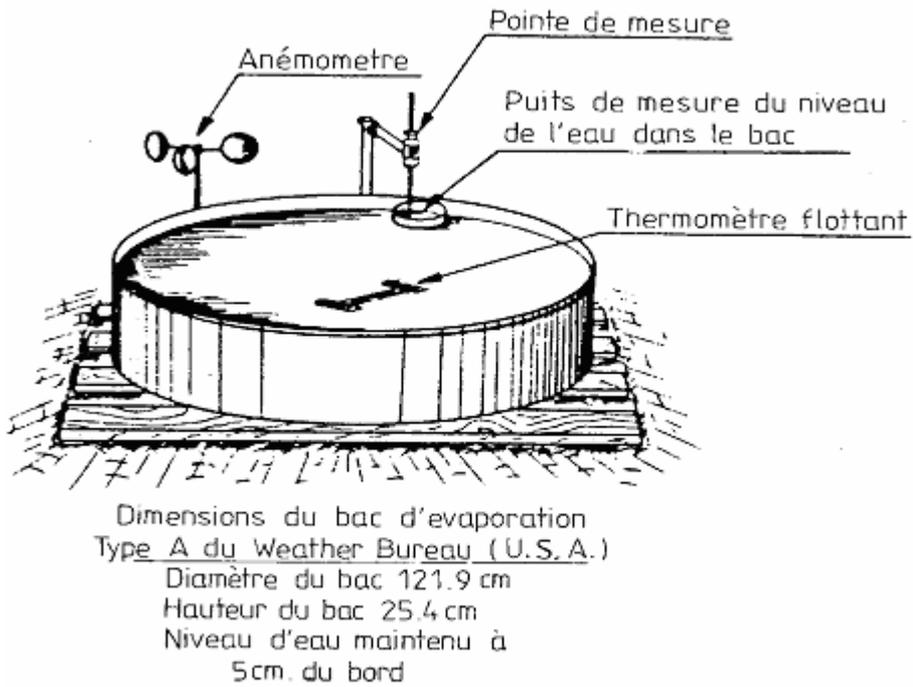


Figure 12 : Bac d'évaporation (classe A) du Weather Bureau (d' après Remenieras – 1972)



Figure 13 : Bac d'évaporation cubique de 1m d'arête (enterré) utilisé dans la station météorologique d'Erfoud

II. 2. 1. 2 Evaporimètre

L'évaporation naturelle est aussi quantifiée par la mesure de l'évaporation de l'eau distillée à travers une surface poreuse. Le plus simple de ces appareils est l'évaporimètre de Piche (Figure 14). Il est constitué par un tube cylindrique en verre de 25 cm de long et 1,5 cm de diamètre. Ce tube gradué est fermé à sa partie supérieure, tandis que son ouverture inférieure est obturée par une feuille circulaire de papier filtre normalisé de 30 mm de diamètre, maintenue par un ressort. L'appareil ayant été rempli d'eau distillée, et placé dans un abri venté, celle-ci est évaporée progressivement par la feuille de papier filtre ; la diminution du niveau de l'eau dans le tube permet de calculer le taux d'évaporation. Le processus d'évaporation est essentiellement lié au déficit hygrométrique de l'air, et l'appareil ne prend pas assez en compte l'influence de l'insolation. L'évaporation Piche est un index de l'énergie d'advection mais est très sensible à la forme de l'appareil. Il n'est pas recommandé pour une étude hydrologique dans les zones arides (FAO, 1981).

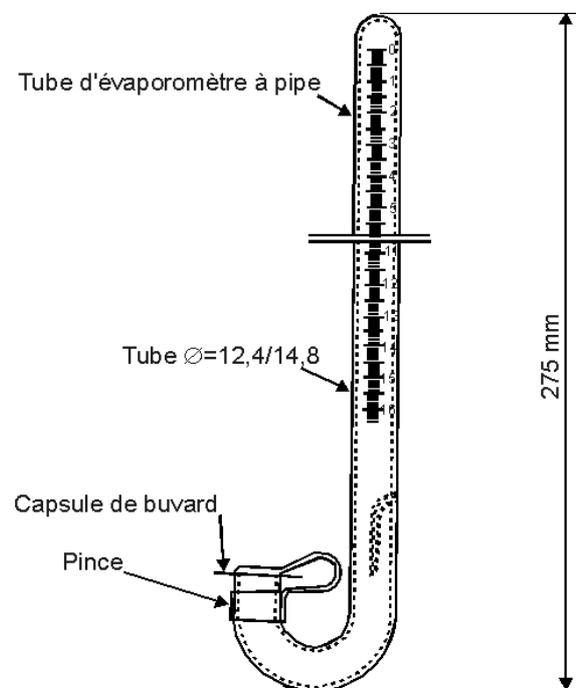


Figure 14. Evaporomètre Piche (d' après Remenieras – 1972).

II. 2. 1. 3 Lysimètre

C'est une cuve étanche enterrée (figure 15), à parois verticales, ouverte en surface et remplie par une portion de terrain d'une épaisseur de 0,5 à 2 mètres. La végétation et les conditions à chaque niveau, surtout la teneur en eau, sont maintenues sensiblement identiques à celles du terrain en place. Le lysimètre est pourvu à sa base d'un dispositif recueillant l'eau de drainage. On peut déduire l'évaporation à la surface du terrain de ces variations de stock par pesée, ou encore des mesures de l'eau du sol et de drainage et des précipitations. L'aire horizontale de la portion de terrain isolé doit être suffisamment grande pour obtenir une bonne précision de la hauteur d'eau évaporée. Cet appareil, tout comme l'évaporimètre de Piche se montre suffisamment simple et précis dans la mesure où les normes d'installation et les protocoles d'observation sont respectés. La difficulté d'obtention de conditions représentatives de la zone d'étude, la lourdeur et la fixité du dispositif sont entre autres, les limites de la méthode (Nader K., 1987).

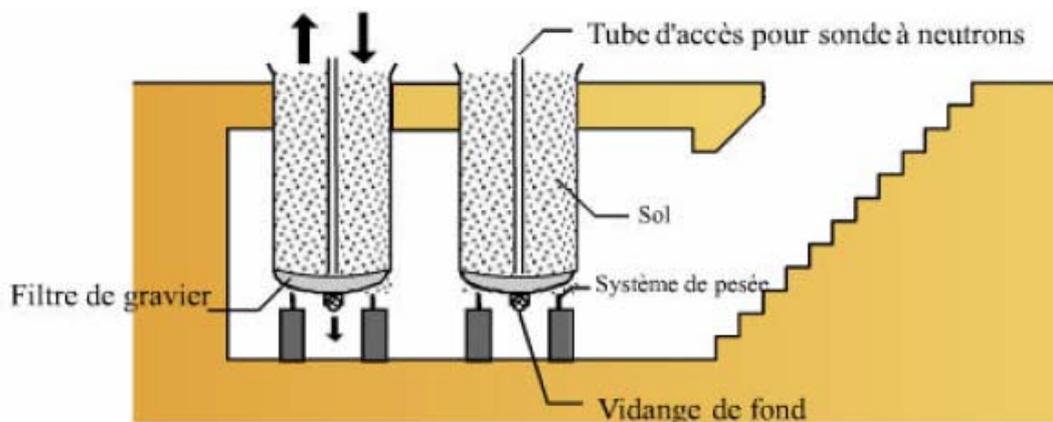


Figure 15 : Schéma d'une cuve lysimétrique (Musy et Soutter, 1991).

II.2. 2 Méthodes empiriques d'estimation de l'évapotranspiration

Ces modèles d'évaporation et d'évapotranspiration sont pour la plupart dérivés à partir des données atmosphériques collectées à une hauteur de référence. Nous exposons dans cette partie certaines de ces méthodes empiriques qui ont été mises en œuvre dans ce travail. Elles ont été choisies d'une part en fonction de la disponibilité des paramètres climatiques qu'elles utilisent, de la fréquence de leur emploi dans les conditions climatiques du Maroc, et dans le but d'une comparaison de leurs résultats.

II. 2. 2. 1 Formule de Thornthwaite (1948)

En 1948 et en 1957, Thornthwaite a mené des essais sur des sols cultivés et largement approvisionnés en eau durant toute la période de végétation active. Utilisant par la suite les données de bassins versants et les ajustements statistiques des mesures expérimentales de l'ETP obtenues sur des cases lysimétriques, il a abouti à l'équation suivante :

$$Et_o = 16 * N_m ((10 * T_m) / I)^a$$

avec

Et_o : Evapotranspiration de référence en mm/mois

T_m : Température moyenne journalière du mois en °C,

N_m : Facteur d'ajustement relatif aux heures diurnes (valeurs données dans les tables).

$$a = 6.75 * 10^{-7} * I^3 - 7.71 * 10^{-5} * I^2 + 1.792 * 10^{-2} * I + 0.49239$$

$$I = \sum_{m=1}^{12} \left(\frac{T_m}{5} \right)^{1,514}$$

Cette méthode a l'avantage de ne faire appel qu'à la température, paramètre beaucoup plus accessible dans les différentes stations. Elle néglige cependant les autres facteurs climatiques et physiques importants dans le processus d'évapotranspiration.

II. 2. 2. 2 Formule de Blaney-Criddle (1950)

Suite à de nombreuses recherches effectuées dans les années 30, Blaney et ses collaborateurs ont mis au point une formule empirique liant l'évaporation à la température, à l'humidité relative et au pourcentage d'éclairement sur la base de mesures effectuées à New

Chapitre II

Mexico et au Texas. En 1950, Blaney et Criddle excluent le terme d'humidité relative et adoptent la formule originale de Blaney-Criddle suivante:

$$E_{to} = P(0.46 * T + 8.13)$$

Avec

E_{to} : Evapotranspiration de référence en mm/j ;

P : Pourcentage journalier moyen des heures annuelles de lumière diurne ;

T : Température moyenne en °C.

II. 2. 2. 3 Formule de Blaney-Criddle "Soils Conservation Service" (USDA, 1962)

En 1962, le Département de l'Agriculture des Etats Unies (USDA) fait intervenir le facteur Kt dans l'équation précédente.

$$E_{to} = (0,48 * T + 8,13) * P * Kt$$

Avec

E_{to} : Evapotranspiration en mm/mois ou par décade ;

Kt : Facteur dépendant de température qui vaut : $Kt = (0,031 * T + 0,24)$.

II. 2. 2. 4 Formule de Kutch (1978)

Elle a été mise au point par Kutch (1978) au Maroc. Après avoir utilisé les données climatiques de plusieurs stations météorologiques réparties dans le royaume, il mit au point le modèle suivant à partir de l'équation de Penman :

$$E_{to} = A * T - m$$

avec

E_{to} : évapotranspiration de référence en mm/j ;

T : Température moyenne journalière en °C ;

A et m : Deux coefficients empiriques dont les valeurs sont données par :

$$\begin{aligned} A &= 0,36 \text{ pour le littoral atlantique,} \\ &= 0,46 \text{ pour l'intérieur cis atlasique.} \end{aligned}$$

m dépend du mois, de la décade et de la sous région considérée. Ces valeurs sont données dans une table.

L'équation n'intègre que la température. Les coefficients empiriques A et m demeurent cependant très généraux et le choix de valeurs bien appropriées à une zone précise est aléatoire et entaché d'erreurs.

Ces méthodes de prévision de l'évapotranspiration ne se fondant que sur la température, ne doivent en effet être utilisées que si la température est la seule donnée météorologique existante. Toute méthode de prévision de Eto n'utilisant qu'un seul facteur météorologique comporte inévitablement une forte part d'empirisme (Doorenbos et Pruitt, 1997). Ces techniques demeurent cependant d'un emploi simple et d'une mise en œuvre facile.

II. 2. 2. 5 Formule de Jensen & Haise (Jensen & Haise, 1963)

Elle est donnée par la relation suivante :

$$E_{to} = C_t * (T - T_x) \frac{R_s}{\lambda}$$

avec

Eto : Evapotranspiration de référence (mm/j) ;

T : Température moyenne de l'air (°C) ;

Rs : Radiation solaire moyenne (Mj.m⁻².j⁻¹) ;

λ : Chaleur latente de vaporisation (Mj.Kg⁻¹) ;

Ct : Coefficient de la température de l'air (°C⁻¹) donné par :

$$C_t = \frac{1}{45 + 7,3 \left(\frac{50}{e_2 - e_1} \right)}$$

avec :

e₂ : la pression de vapeur saturante à la température maximale moyenne sur le long terme du mois le plus chaud ;

e₁ : la pression de vapeur saturante à la température minimale moyenne à long terme du mois le plus chaud ;

T_x : intersection de l'équation linéaire représentant la variation de la pression de vapeur saturante-température mensuelle avec l'axe des températures. Il est déterminé pour une altitude donnée par la formule suivante (Hansen *et al.*, 1980) :

$$T_x = -2,5 - 0,14(e_2 - e_1) - \frac{E}{550} \quad \text{où E est l'altitude de la station (m).}$$

II.2. 2.6 Formule de Priestley-Taylor (Priestley & Taylor, 1972)

Elle à été développée par Priestley et Taylor en 1972 suite à des essais sur des cuves lysimétriques dans des régions humides et semi-humides. Elle a part la suite été testée avec succès dans différentes régions arides (Monteith, 1981 ; Hess, 1997).

$$E_{to} = \alpha * \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} * \frac{R_n}{\lambda}$$

avec

E_{to} : Evapotranspiration de référence (mm/j) ;

Δ : Pente de la courbe de pression de vapeur saturante-température (Kpa.°C⁻¹) ;

γ : Constante psychrométrique (Kpa.°C⁻¹) ;

R_n : Radiation nette (Mj.m⁻².j⁻¹) ;

α : Coefficient de Priestley-Taylor (1,26) ;

λ : Chaleur latente de vaporisation (Mj.Kg⁻¹).

II.2. 2. 7 Formule de Hargreaves (1982)

Elle résulte de huit (8) années d'étude sur des données de lysimètre de David dans la région froide d'Alta en Californie. Les données de radiation solaire R_s n'étant pas toujours fiables et disponibles, Hargreaves et Samani (1982) proposèrent d'estimer R_s à partir de R_a et d'utiliser la différence entre les moyennes maximale et minimale des températures mensuelles.

$$E_{to} = 0,0023 * R_a * (T_m + 17,8) * (T_{max} - T_{min})^{0,5}$$

avec

E_{to} : évapotranspiration de référence (mm/j) ;

R_a : la radiation extraterrestre pour le mois et la latitude (Mj.m⁻².j⁻¹) ;

T_m : température moyenne journalière du mois en °C ;

T_{max} : température maximale journalière du mois en °C ;

T_{min} : température minimale journalière du mois en °C.

II.2. 2. 8 Formule de Jensen-Haise modifiée (Nwadialo, 1991)

Cette équation s'écrit :

$$E_{to} = (0,015T + 0,24)(K_T \times R_a \times TD^{0,5})$$

avec

E_{to} : Evapotranspiration de référence (mm/j) ;

R_a : La radiation extraterrestre pour le mois et à une latitude donnée (mm.j^{-1}) ;

TD : Température maximale moyenne moins la température minimale moyenne ($^{\circ}\text{C}$) ;

K_T : Coefficient basé sur la durée d'insolation et la gamme de température ($^{\circ}\text{C}^{-0,5}$) et est donnée par :

$$K_T = 0,075 \sqrt{S/TD}$$

où S représente la durée d'insolation journalière (%)

II. 2. 2. 9 Formule de Penman-Monteith FAO (Allen et al. 1998)

L'équation originale de Penman établie en 1948 sur une nappe d'eau libre, combinait l'équation du bilan d'énergie et l'équation aérodynamique de transfert de la vapeur d'eau pour donner une formulation physique au mécanisme d'évaporation. Elle fut étendue à un couvert végétal par Monteith (1965). Dans cette approche, il a admis que l'ensemble du rayonnement incident est absorbé par les éléments du couvert de telle sorte que le flux qui atteint le sol peut pratiquement être négligé. Il a également supposé que les coefficients de transfert aérodynamique pour la chaleur et la vapeur d'eau sont identiques. Néanmoins, cette supposition implique une distribution identique des sources et des puits de vapeur d'eau et de chaleur au sein du couvert (Sinclair, 1990). Cette difficulté est surmontée en considérant que l'effet global du couvert peut se traduire par l'existence d'un niveau moyen identique $d+z_0$, pour les sources et les puits de chaleur et de vapeur d'eau (Faouzi, 1999). D et z_0 sont respectivement la hauteur de déplacement du plan de référence aérodynamique et la hauteur de rugosité du couvert végétal. Par ailleurs, Monteith (1965) a introduit une résistance du couvert qui représente, dans une certaine mesure, une moyenne des résistances stomatiques au transfert de la vapeur d'eau. L'estimation de l'évapotranspiration de référence sur une base journalière selon ce modèle de Penman-Monteith est alors donnée par :

Chapitre II

$$E_{to} = \frac{1}{\lambda} * \frac{\Delta(R_n - G) + \frac{86400 * \rho c_p * (e_a - e_d)}{r_a}}{\Delta + \gamma * (1 + \frac{r_c}{r_a})}$$

avec :

E_{t0} : évapotranspiration de référence (mm / jour) ;

R_n : radiation nette à la surface de la culture (MJ / m².j) ;

G : flux de chaleur du sol (MJ / m².jour) ;

λ : Chaleur latente de vaporisation (Mj.Kg⁻¹) ;

(e_a - e_d) : déficit pression de vapeur (kPa) ;

Δ : Pente de la courbe de tension de vapeur saturante-température (kPa / K) ;

Υ : Constante psychrométrique (kPa / K) ;

ρ : masse volumique de l'air (kg.m⁻³) ;

c_p : chaleur spécifique de l'air (MJ / kg.K) ;

r_a : résistance aérodynamique au transfert de la vapeur d'eau (s/m) ;

r_c : résistance du couvert au transfert de la vapeur d'eau (s/m) ;

e_a : pression de vapeur saturante de l'air (kPa) ;

e_d : pression de vapeur actuelle de l'air (kPa).

A partir de cette formulation de base, plusieurs formes de cette équation ont été utilisées pour estimer l' E_{to} à l'échelle journalière. Celle adoptée par la FAO sous l'appellation de méthode de Penman-Monteith FAO est donnée par l'équation suivante :

$$E_{to} = \frac{0,408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma(1 + 0,34U_2)}$$

avec :

E_{t0} : évapotranspiration de référence (mm/j) ;

R_n : radiation nette à la surface de la culture (MJ/m².j) ;

G : flux de chaleur du sol (MJ/m².j) ;

T : température moyenne à 2 m au dessus du sol (°C) ;

U_2 : vitesse du vent mesurée à 2m (m/s) ;

(e_a - e_d) : déficit pression de vapeur (kPa) ;

Δ : Pente de la courbe de tension de vapeur (kPa/°C) ;

Chapitre II

γ : Constante psychrométrique (kPa/°C) ;

0.34 : coefficient du vent (s/m) ;

e_a : pression de vapeur saturante de l'air (kPa) ;

e_d : pression de vapeur actuelle de l'air (kPa).

La méthode de Thornthwaite (Thornthwaite et Mather, 1957) est parmi les plus utilisées au Maroc (El-Hayadi, 1991 ; Elmehdi et Said, 2000). Kutch (Kutch, 1978) est la seule formule à être étalonnée dans le royaume. Blaney-Criddle (Blaney et Criddle, 1950) et Blaney-Criddle « Soil Conservation Service » (Blaney et Criddle, 1962) ont été recommandées pour des régions où les données climatiques sont insuffisantes (Doorenbos et Pruitt, 1997). Ces quatre méthodes sont essentiellement basées sur le paramètre température.

La formule de Jensen-Haise (Jensen et Haise, 1963) a été utilisée avec succès dans des zones arides et semi-arides aux USA. Nwadialo (Hess, 1998) a trouvé que la méthode de Jensen-Haise modifiée (Nwadialo, 1991) est bien corrélée à la méthode de Penman-Monteith-FAO en saison sèche au Nigeria. La méthode de Priestley-Taylor (Monteith, 1981) sous-estime l'évapotranspiration en saison sèche au Niger, mais conduit à une bonne estimation du paramètre en saison de pluie, et plus particulièrement lorsque la pluie est abondante (Hess, 1998 ; Monteith, 1981). Celle de Hargreaves (Hargreaves, 1977) fait partie des plus utilisées au Maroc (Hayadi, 1991 ; Elmehdi et Said, 2000). Ces quatre équations se fondent sur la température et l'insolation.

La méthode de Penman-Monteith-FAO (Allen et al. 1998) intègre la température, l'humidité relative, l'insolation et la vitesse du vent. Celle-ci a été utilisée comme méthode de référence dans notre étude.

En effet, des études au Sahel (Monteith, 1981) et dans d'autres régions arides (Hess, 1998 ; Jensen et Haise, 1963 ; Jones et al., 1981) ont montré que l'équation de Penman-Monteith-FAO était la plus adaptée pour l'estimation de l'*Eto* dans les environnements arides et semi-arides. D'autres études conduites au Maroc (El-Hayadi, 1991 ; Elmehdi et Said, 2000) aboutissent à la même conclusion. La FAO en collaboration avec le Comité International d'Irrigation et de Drainage (C.I.I.D), lors d'un colloque à Rome du 28 au 31 mai 1990, ont également recommandé la méthode de Penman-Monteith-FAO, avec des paramètres de rugosité et de résistance de surface normalisés, comme moyen de détermination de l'*Eto*. Ils

concluent que la sélection de cette méthode de calcul appropriée contribue à éliminer les problèmes liés à la mesure de l'Eto sur une culture de référence vivante, et permet l'obtention des valeurs de Eto consistantes dans toutes les régions du globe. Selon FAO et CIID (1990), les données agrométéorologiques enregistrées par les stations dont la température de l'air, la vitesse du vent, l'humidité, le rayonnement global sont les paramètres nécessaires et suffisants pour calculer l'évapotranspiration de référence selon l'équation de Penman-Monteith-FAO. La procédure de détermination des paramètres utilisés dans cette équation est exposée ci-dessous.

II. 2. 2. 10 Calcul des paramètres

Tension de vapeur saturante (e_a) (Tetens (1930))

$$e_a = 0,611 \exp\left(\frac{17,27T}{T + 237,3}\right)$$

Où T est température de l'air (°C)

Pente de la courbe de tension de vapeur (Δ) (Tetens, 1930 ; Murray, 1967)

$$\Delta = \frac{4099e_a}{(T - 237,3)^2} = \frac{2504 \exp(17,27T)}{(T + 237,3)^2}$$

Avec T la température de l'air (°C) et e_a (kPa) : tension de vapeur saturante à la température T(°C).

Rayonnement extraterrestre (R_a) est donné dans les tables en fonction de la latitude et l'hémisphère (Doorenbos et Pruitt, 1977).

Rayonnement solaire global (R_s) a été déterminé à partir des données d'insolation par la formule suivante (Doorenbos et Pruitt, 1997) :

$$R_s = (a + b * n / N) * R_a$$

où R_a est la radiation solaire extra-terrestre ($Mj.m^{-2}.j^{-1}$), n la durée d'insolation ($h.j^{-1}$), N la durée maximale possible d'insolation ($h.j^{-1}$) et a et b des constantes empiriques

Chapitre II

adimensionnelles pour lesquelles les valeurs de 0,25 et 0,5 ont été adoptées respectivement (Doorenbos et Pruitt, 1997).

Rayonnement net (R_n)

Il est composé du rayonnement net de courtes longueurs d'onde (R_{ns}) et du rayonnement net de longues longueurs d'onde (R_{nl})

$$R_n = R_{ns} + R_{nl}$$

avec :

R_n : rayonnement net (MJ / m.jour) ;

R_{ns} : rayonnement net de courtes longueurs d'onde (MJ / m².jour) ;

R_{nl} : rayonnement net de longues longueurs d'onde (MJ / m².jour).

Rayonnement net de courtes longueurs d'onde (R_{ns}) (Doorenbos et Pruit, 1977)

$$R_{ns} = (1 - \alpha)R_s = (1 - 0,23)R_s$$

avec :

α : albédo = 0,23 pour un couvert végétal standart (Smith *et al.*, 1991).

R_s : rayonnement solaire global (MJ / m².jour)

Rayonnement net de grandes longueurs d'onde (Brunt, 1939 ; Penman, 1948 ; Doorenbos et Pruit, 1977)

$$R_{nl} = - \left(1,35 \frac{R_s}{R_{so}} - 0,35 \right) \cdot (0,34 - 0,14 \sqrt{e_d}) \cdot \sigma \cdot (T + 273,3)^4$$

avec :

σ : constante Stefan-Boltzmann = $4,90 \cdot 10^{-9}$ (MJ / m².K⁴.j) ;

T : température moyenne journalière (°C) ;

e_d : tension de vapeur d'eau dans l'air (kPa) ;

R_s : rayonnement solaire global (MJ/m².j) ;

R_{so} : rayonnement solaire de courtes longueurs d'onde à ciel clair (MJ / m².jour) ;

$R_{so} = 0,75(R_a)$ où R_a (MJ/m².j) représente le rayonnement extraterrestre.

Flux de chaleur du sol (G) (van Wijk et Vries, 1963 ; Wright et Jensen, 1972 et Wright, 1982)

Chapitre II

$$G = 0,38(T_i - T_{i-1})$$

avec :

G : flux de chaleur du sol (MJ / m².j) ;

T_i : température moyenne de l'air (°C) ;

T_{i-1} : température moyenne de l'air du jour précédent (°C).

Nous avons adopté $G \approx 0$ car la température moyenne journalière varie peu d'un jour à l'autre.

II. 2. 3. Méthodes analytiques du bilan hydrique

Le bilan hydrique se définit à un instant et en un lieu donné. Il s'agit de la différence dans le temps entre les apports et les pertes d'eau. L'équation du bilan hydrique se fonde sur l'équation de continuité et peut s'exprimer comme suit, pour une période et un bassin donnés (Cosandey et Robinson, 2000) :

$$P + S = R + E + (S + \Delta S)$$

avec :

P : précipitations (liquide et solide) en mm ;

S : ressources disponibles à la fin de la période précédente en mm ;

R : ruissellement de surface et écoulements souterrains en mm ;

E : évapotranspiration en mm ;

S + ΔS : ressources accumulées à la fin de la période étudiée en mm.

L'évapotranspiration demeure souvent inconnue, et reste la valeur à déduire par soustraction à partir de l'équation de bilan. Le problème est que, étant le terme résiduel, il est entaché à la fois des erreurs de mesures sur la pluie et les débits, des incertitudes sur la surface du bassin versant et surtout du ruissellement, et des difficultés d'estimation des réserves.

II.3 Résultats et discussion

Nous avons calculé l'évapotranspiration avec les différentes formules empiriques présentées dans la partie bibliographique. La direction de l'hydraulique nous a également fourni les données de l'évaporation du bac carré de la station d'Erfoud. Les résultats obtenus par les différentes méthodes ont été par la suite comparés à ceux obtenus par la méthode de Penman-Monteith-FAO pour les 106 mois durant lesquels nous disposions des données nécessaires. La correspondance entre les différentes méthodes et celle de Penman-Monteith-FAO a été testée par le calcul de l'écart quadratique moyen (*EQM*), de l'erreur systématique moyenne (*ESM*) et du t-statistique (Jacovides et Kontoyiannis, 1995) définis par :

$$EQM = \left(\frac{1}{N} \sum_i^N d_i^2 \right)^{0,5}$$

$$ESM = \frac{1}{N} \sum_i^N d_i$$

$$t_{statistique} = \left[\frac{(N-1)ESM^2}{EQM^2 - ESM^2} \right]^{0,5}$$

avec N , le nombre de paires de données, et d_i , la différence entre la $i^{ième}$ valeur calculée par la méthode et la $i^{ième}$ valeur obtenue par Penman-Monteith-FAO.

La comparaison entre les différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration se fait souvent par des corrélations linéaires (FAO, 1981, El Hayadi, 1991, Jacovides et al., 1998). Des études ont montré que les seuls coefficients de corrélations linéaires ne conduisent pas à une bonne appréciation de la variation d'un modèle d'évapotranspiration par rapport à un autre (Kennedy et Neville, 1986 ; Walpole et Myers, 1989 ; Jacovides et Kontoyiannis, 1995 ; Hess, 1991). L'*EQM* fournit des informations sur la performance à court terme du modèle par une comparaison terme à terme de la différence actuelle entre la valeur prédite et celle mesurée. Plus la valeur de ce coefficient est faible, plus le modèle est performant (Jacovides et Kontoyiannis, 1995). Ce paramètre ne donne cependant pas une indication sur une probable surestimation ou sous estimation du modèle par rapport à la référence. Quant à l'*ESM*, elle donne une indication sur la performance à long terme du modèle, les valeurs positives signifiant une surestimation des résultats et vice versa. Plus la valeur absolue de ce paramètre est proche de zéro (0), plus le modèle est performant.

Bien que ces deux paramètres constituent généralement des procédures raisonnables pour la comparaison de modèles, ils ne fournissent pas une indication objective de la validité statistique du modèle (Kennedy et Neville, 1986 ; Walpole et Myers, 1989 ; Jacovides et Kontoyiannis, 1995). D'où l'introduction du $t_{\text{statistique}}$ défini plus haut qui combine les deux variables. Cet indicateur statistique permet la comparaison entre modèles et fournit une indication sur la signification statistique avec un niveau de confiance particulier. Plus le $t_{\text{statistique}}$ est faible, plus le modèle est représentatif du modèle de référence. Il doit en tout état de cause être comparé à une valeur critique de $t_{\alpha/2}$ (t_{critique}), obtenue à partir des tables statistiques et qui dépend de l'intervalle de confiance et du degré de liberté. Pour qu'un modèle soit statistiquement significatif, le $t_{\text{statistique}}$ calculé doit être inférieur au t_{critique} .

Dans cette étude, nous avons travaillé avec un intervalle de confiance de 99%, soit un $t_{\text{statistique}}$ obtenu à partir de la table de student égal à 2,62.

II.3.1 Résultats des différents modèles

II.3.1.1 Résultats des différentes méthodes

Modèle de Penman-Monteith-FAO

Le modèle, comme il a été noté auparavant, prend en considération le plus grand nombre de variables climatiques qui gouvernent l'évapotranspiration. Les résultats de son application constitueront des valeurs de référence ou de base de comparaison pour les autres méthodes. Le tableau 2 résume l'évolution de l'évapotranspiration mensuelle moyenne durant les douze années dans la plaine de Tafilalet selon la méthode utilisant les données climatiques journalières. L'écart type et la variance inter-annuelle restent assez importants avec un maximum de 1,014 et 1,029 respectivement. L'évapotranspiration augmente en été avec un pic en juillet qui correspond à 13,48% du total moyen annuel qui atteint facilement 1640 mm/an soit 4,48 mm/j.

Tableau 2 : L'Eto moyenne calculée par la méthode de Penman-Monteith-FAO dans la plaine de Tafilalet pour la période 1989/1990 à 2000/2001.

Chapitre II

	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Jul	Aout	An
Eto (mm/j)	5,389	3,432	2,080	1,334	1,403	2,357	4,043	5,688	6,919	7,282	7,130	6,718	4,481
Ecart Type (mm/j)	0,883	0,414	0,183	0,147	0,226	0,385	0,359	0,758	0,672	0,792	1,014	0,947	0,565
Variance (mm/j)	0,780	0,171	0,034	0,022	0,051	0,148	0,129	0,574	0,452	0,627	1,029	0,896	0,409
Moyenne (mm/mois)	161,7	106,4	62,41	41,37	43,49	65,99	125,3	170,6	214,5	218,5	221	208,3	136,63
% annuel	9,86	6,488	3,807	2,523	2,652	4,025	7,645	10,41	13,08	13,33	13,48	12,7	100

Bac d'évaporation

Les résultats obtenus avec le bac d'évaporation présentent des variations intra-annuelles parallèles aux données de la méthode de Penman-Monteith-FAO, mais conduisent à un cumul annuel de l'évapotranspiration de 3113 mm (Tableau 3). Les fluctuations mensuelles inter-annuelles sont très importantes avec une variance maximale de 4,64mm/j en octobre.

Tableau 3 : L'Eto moyenne obtenue par Bac d'évaporation dans la plaine de Tafilalet pour la période 1989/1990 à 2000/2001.

	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Jul	Aout	An
Eto(mm/j)	11,53	7,56	4,86	3,12	3,07	3,12	6,44	8,96	11,70	12,92	14,79	13,89	8,53
Ecart type (mm/j)	1,989	2,153	1,023	0,813	0,341	0,472	0,863	1,510	1,401	2,071	1,775	1,709	1,34
Variance (mm/j)	3,956	4,635	1,046	0,661	0,116	0,223	0,744	2,281	1,962	4,290	3,150	2,922	2,17
Eto (mm/mois)	345,8	234,3	145,9	96,7	95,1	87,3	199,7	268,8	362,7	387,6	458,5	430,5	259,4
%annuel	11,1	7,5	4,7	3,1	3,1	2,8	6,4	8,6	11,7	12,5	14,7	13,8	100

Méthode de Thornthwaite

Elle présente de faibles variations mensuelles inter-annuelles d'octobre à mars. Plus la température augmente, plus les précipitations se raréfient dans la région et que le Chergui souffle, et plus la fluctuation mensuelle inter-annuelle dévient importante et atteint 1,76mm/j en juin, mois caractérisé par des vents forts et secs et une insolation importante. La méthode sous estime l'évapotranspiration par rapport à celle de Penman-Monteith-FAO à l'échelle annuelle. Le cumul annuel est de 1311mm (Tableau 4) et le pic mensuel obtenu en juillet correspond à 22,5% du total.

Tableau 4 : L'Eto moyenne obtenue par le modèle de Thornthwaite dans la plaine de Tafilalet pour la période 1989/1990 à 2000/2001.

Chapitre II

	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Jul	Aout	An
Eto(mm/j)	4,95	2,61	1,10	0,49	0,38	0,66	1,47	2,37	4,11	6,80	9,50	8,43	3,59
Ecart type (mm/j)	1,102	0,343	0,206	0,086	0,119	0,190	0,328	0,712	0,879	1,328	0,855	0,632	0,57
Variance (mm/j)	1,214	0,118	0,042	0,007	0,014	0,036	0,108	0,507	0,773	1,764	0,731	0,400	0,48
Eto (mm/mois)	148,4	81,1	33,0	15,0	11,7	18,5	45,5	71,1	127,5	204,0	294,4	261,3	109,3
%annuel	11,3	6,2	2,5	1,1	0,9	1,4	3,5	5,4	9,7	15,6	22,5	19,9	100

Méthode de Blaney-Criddle

Les évolutions mensuelles inter-annuelles de l'évapotranspiration obtenues par la méthode sont très variées. Les valeurs restent pratiquement constantes d'octobre à mars, de même qu'en juillet et en août. La méthode aboutit globalement à des résultats mensuels inter-annuels pratiquement constants d'une année à l'autre. L'effet saisonnier est cependant très marqué et la somme annuelle de l'évapotranspiration est de 1822mm (Tableau 5).

Tableau 5 : L'Eto moyenne obtenue par le modèle de Blaney-Criddle dans la plaine de Tafilalet pour la période 1989/1990 à 2000/2001.

	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Jul	Aout	An
Eto(mm/j)	5,76	4,66	3,66	3,04	3,03	3,48	4,23	4,94	5,90	6,90	7,29	6,93	1822
Ecart type (mm/j)	0,370	0,140	0,137	0,086	0,144	0,172	0,180	0,408	0,328	0,368	0,181	0,143	0,22
Variance (mm/j)	0,137	0,020	0,019	0,007	0,021	0,030	0,032	0,166	0,108	0,136	0,033	0,021	0,06
Eto (mm/mois)	172,7	144,5	109,7	94,2	94,1	97,3	131,0	148,3	182,9	207,1	226,0	214,8	151,9
%annuel	9,5	7,9	6,0	5,2	5,2	5,3	7,2	8,1	10,0	11,4	12,4	11,8	100

Méthode de Blaney-Criddle SCS

Tout comme la méthode de Blaney-Criddle, la formule de Blaney-Criddle SCS montre des variations mensuelles inter-annuelles assez faibles. Elles sont surtout minimales d'octobre à mars et atteignent leur maximum en juin, mois le plus ensoleillé et le plus venté dans la région. L'effet saisonnier est très marqué (Tableau 6).

Tableau 6 : L'Eto moyenne obtenue par le modèle de Blaney-Criddle SCS dans la plaine de Tafilalet pour la période 1989/1990 à 2000/2001.

Chapitre II

	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Jul	Aout	An
Eto(mm/j)	6,40	4,30	2,68	1,80	1,68	2,23	3,23	4,29	5,91	8,15	9,58	8,90	4,99
Ecart type (mm/j)	0,785	0,093	0,059	0,017	0,043	0,078	0,117	0,584	0,542	0,935	0,282	0,169	0,31
Variance (mm/j)	0,886	0,304	0,244	0,131	0,207	0,279	0,342	0,765	0,736	0,967	0,531	0,411	0,48
Eto (mm/mois)	192,0	133,2	80,5	55,9	52,2	62,5	100,2	128,6	183,3	244,5	297,0	275,8	150,5
%annuel	10,7	7,4	4,5	3,1	2,9	3,5	5,6	7,1	10,2	13,6	16,5	15,3	100

Méthode de Kutch

Les valeurs de l'évapotranspiration obtenues par cette méthode à l'échelle annuelle (2648 mm) sont assez importantes (Tableau 7). Les variations mensuelles inter-annuelles sont faibles d'octobre à mars et en juillet et décembre.

Tableau 7 : L'Eto moyenne obtenue par le modèle de Kutsch dans la plaine de Tafilalet pour la période 1989/1990 à 2000/2001.

	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Jul	Aout	An
Eto(mm/j)	9,07	6,19	3,93	2,45	2,08	3,84	5,76	7,25	9,10	11,47	13,25	12,43	7,26
Ecart type (mm/j)	1,322	0,540	0,572	0,374	0,601	0,687	0,666	1,406	1,059	1,151	0,582	0,478	0,79
Variance (mm/j)	1,747	0,292	0,327	0,140	0,362	0,472	0,444	1,976	1,122	1,325	0,339	0,228	0,73
Eto (mm/mois)	272,1	192,0	118,0	76,0	64,5	107,4	178,5	217,4	282,0	344,2	410,9	385,3	220,7
%annuel	10,3	7,2	4,5	2,9	2,4	4,1	6,7	8,2	10,7	13,0	15,5	14,6	100

Méthode de Priestley-Taylor

On remarque de faibles variations mensuelles inter-annuelles de l'évapotranspiration déterminée par la méthode avec un maximum de 0,213 mm/j. Ces variations sont pratiquement négligeables d'octobre à mars. L'évapotranspiration obtenue par le modèle reste faible comparativement aux résultats des autres méthodes. Elle n'est que de 1195mm par an (Tableau 8)

Tableau 8 : L'Eto moyenne obtenue par le modèle de Priestley-Taylor dans la plaine de Tafilalet pour la période 1989/1990 à 2000/2001.

	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Jul	Aout	An
Eto(mm/j)	3,73	2,48	1,42	0,88	1,04	1,80	2,88	4,04	4,80	5,55	5,64	4,94	3,23
Ecart type (mm/j)	0,244	0,117	0,040	0,017	0,025	0,096	0,078	0,247	0,461	0,304	0,238	0,177	0,17
Variance (mm/j)	0,059	0,014	0,002	0,000	0,001	0,009	0,006	0,061	0,213	0,093	0,056	0,031	0,05
Eto (mm/mois)	112,0	76,9	42,5	27,2	32,2	50,5	89,4	121,1	148,8	166,4	174,8	153,2	99,6
%annuel	9,4	6,4	3,6	2,3	2,7	4,2	7,5	10,1	12,5	13,9	14,6	12,8	100

Méthode de Jensen-Haise

Chapitre II

Les résultats obtenus par la méthode montrent une relative stabilité mensuelle inter-annuelle. La variance mensuelle maximale inter-annuelle est atteinte en juin avec 0,447 mm/j, mois caractérisé par les vents forts et une insolation importante. L'effet saisonnier est cependant très visible et le cumul annuel de l'Eto obtenu par la formule est de 1549mm (Tableau 9).

Tableau 9 : L'Eto moyenne obtenue par le modèle de Jensen-Haise dans la plaine de Tafilalet pour la période 1989/1990 à 2000/2001.

	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Jul	Aout	An
Eto(mm/j)	5,11	3,57	2,33	1,44	1,44	2,16	3,12	4,38	5,64	6,99	7,70	6,89	4,24
Ecart type (mm/j)	0,584	0,348	0,219	0,169	0,164	0,298	0,193	0,607	0,522	0,668	0,470	0,405	0,39
Variance (mm/j)	0,341	0,121	0,048	0,029	0,027	0,089	0,037	0,369	0,272	0,447	0,221	0,164	0,18
Eto (mm/mois)	153,2	110,7	69,9	44,6	44,6	60,5	96,6	131,4	174,9	209,7	238,7	213,6	129,0
%annuel	9,9	7,1	4,5	2,9	2,9	3,9	6,2	8,5	11,3	13,5	15,4	13,8	100

Méthode de Jensen-Haise modifiée

Les variations mensuelles inter-annuelles sont très faibles tout au long de l'année avec un maximum de 0,179mm/j en juin. La moyenne mensuelle de l'évapotranspiration obtenue par la méthode ne varie pratiquement pas d'une année à l'autre dans la période allant d'octobre à mars. L'évapotranspiration obtenue par le modèle reste faible. Elle est que de 1283mm par an (Tableau 10).

Tableau 10 : L'Eto moyenne obtenue par le modèle de Jensen-Haise modifiée dans la plaine de Tafilalet pour la période 1989/1990 à 2000/2001.

	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Jul	Aout	An
Eto(mm/j)	4,02	2,86	1,95	1,33	1,42	1,99	2,79	3,83	4,80	5,70	6,06	5,33	3,52
Ecart type (mm/j)	0,383	0,217	0,128	0,117	0,093	0,189	0,120	0,353	0,310	0,424	0,303	0,251	0,24
Variance (mm/j)	0,147	0,047	0,016	0,014	0,009	0,036	0,014	0,124	0,096	0,179	0,092	0,063	0,07
Eto (mm/mois)	120,6	88,6	58,4	41,3	44,0	55,6	86,5	115,0	148,7	171,1	188,0	165,4	106,9
%annuel	9,4	6,9	4,6	3,2	3,4	4,3	6,7	9,0	11,6	13,3	14,7	12,9	100

Méthode de Hargreaves

Les fluctuations inter-annuelles de l'évapotranspiration sont faibles d'octobre à février, et importante le reste de l'année. La formule conduite à de très grandes valeurs de l'évapotranspiration sur toute l'année et le cumul annuel est de 5107mm (Tableau 11).

Tableau 11 : L'Eto moyenne obtenue par le modèle de Hargreaves dans la plaine de Tafilalet pour la période 1989/1990 à 2000/2001.

Harg	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Jul	Aout	An
Eto(mm/j)	16,66	11,88	8,27	6,07	6,08	8,14	12,18	15,08	19,34	21,52	22,47	19,83	13,99
Ecart type (mm/j)	1,194	0,578	0,442	0,374	0,527	0,532	1,117	1,470	1,916	1,103	1,335	1,012	0,97
Variance (mm/j)	1,426	0,334	0,195	0,140	0,278	0,283	1,247	2,160	3,670	1,216	1,783	1,024	1,15
Eto (mm/mois)	499,8	368,2	248,1	188,2	188,4	227,9	377,5	452,3	599,4	645,7	696,4	614,8	425,6
%annuel	9,8	7,2	4,9	3,7	3,7	4,5	7,4	8,9	11,7	12,6	13,6	12,0	100

II.3.1.1 Analyse et comparaison des résultats à l'Eto de référence de Penman-Monteith-FAO

Dans ce paragraphe, nous examinons les écarts mensuels des évapotranspirations calculées par les différentes méthodes (Tableau 12 et Figure 16) par rapport aux valeurs de références adoptées déterminées par la méthode de Penman-Monteith-FAO qui intègre le spectre de paramètres climatiques le plus large (Figure 17), et asseyons de corréler les résultats des différents modèles à ceux du modèle de Penman-Monteith-FAO (Fig. 18), pour dégager les éventuelles convergences et/ou divergences entre les modèles.

Tableau 12 : L'Eto des mensuelles (mm/j) et annuelles (mm/an) des différentes méthodes utilisées dans la plaine de Tafilalet.

	Sept	Oct	Nov	Dec	Janv	Fev	Mars	Avr	Mai	Jui	Juil	Aout	An
Bac	11,53	7,56	4,86	3,12	3,07	3,12	6,44	8,96	11,70	12,92	14,79	13,89	3113
BC	5,76	4,66	3,66	3,04	3,03	3,48	4,23	4,94	5,90	6,90	7,29	6,93	1822
BCSCS	6,40	4,30	2,68	1,80	1,68	2,23	3,23	4,29	5,91	8,15	9,58	8,90	1806
TH	4,95	2,61	1,10	0,49	0,38	0,66	1,47	2,37	4,11	6,80	9,50	8,43	1311
Kutch	9,07	6,19	3,93	2,45	2,08	3,84	5,76	7,25	9,10	11,47	13,25	12,43	2648
Harg	16,66	11,88	8,27	6,07	6,08	8,14	12,18	15,08	19,34	21,52	22,47	19,83	5107
PT	3,58	2,48	1,55	1,04	1,20	1,95	2,97	4,04	4,71	5,30	5,28	4,62	1180
JH	5,11	3,57	2,33	1,44	1,44	2,16	3,12	4,38	5,64	6,99	7,70	6,89	1549
JHM	4,02	2,86	1,95	1,33	1,42	1,99	2,79	3,83	4,80	5,70	6,06	5,33	1283
PEN	5,39	3,43	2,08	1,33	1,40	2,36	4,04	5,69	6,92	7,28	7,13	6,72	1640

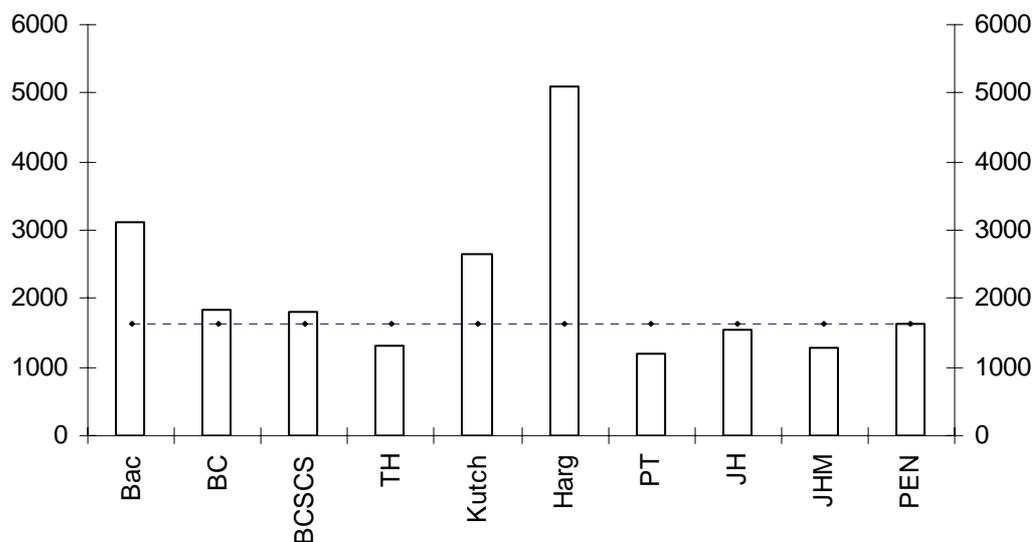


Figure 16 : Evapotranspiration annuelle (mm/an) obtenues par les différentes méthodes dans la plaine de Tafilalet.

L'analyse au moyen des EQM, ESM et $t_{\text{statistique}}$ des résultats de chaque modèle relativement au modèle de Penman-Monteith-FAO (tableau 13), permet de démontrer la représentativité et la signification des valeurs obtenues par les différents modèles et hiérarchiser l'état de convergence de ces derniers avec le modèle de Penman-Monteith-FAO.

Tableau 13. EQM, ESM, t-statistique, coefficient de corrélation R^2 , constantes de la régression linéaire a (pente) et b (ordonnée à l'origine) des neuf méthodes d'estimation de l'évapotranspiration comparées à celle de Penman-Monteith-FAO ($t_{0,005} = 2,62$ avec $t_{0,005}$ la probabilité avec un intervalle de confiance de 99%)

Méthode	a(mm/j)	b(mm/j)	R^2	ESM(mm/j)	EQM(mm/j)	t	$t_{0,005}$
Bac	1,58	1,33	0,65	3,90	4,83	13,81	2,62
BC	0,6	2,3	0,81	0,51	1,20	4,74	2,62
BCSCS	1,03	0,3	0,72	0,43	1,51	3,03	2,62
Th	1,11	1,41	0,64	-0,94	2,10	5,06	2,62
Kutch	1,46	0,67	0,67	2,72	3,46	12,97	2,62
JH	0,88	0,3	0,83	-0,23	0,95	2,52	2,62
JHM	0,69	0,45	0,88	-0,96	1,35	10,29	2,62
PT	0,72	0,04	0,92	-1,20	1,46	14,72	2,62
Harg	2,42	3,12	0,88	9,42	10,33	22,53	2,62

Chapitre II

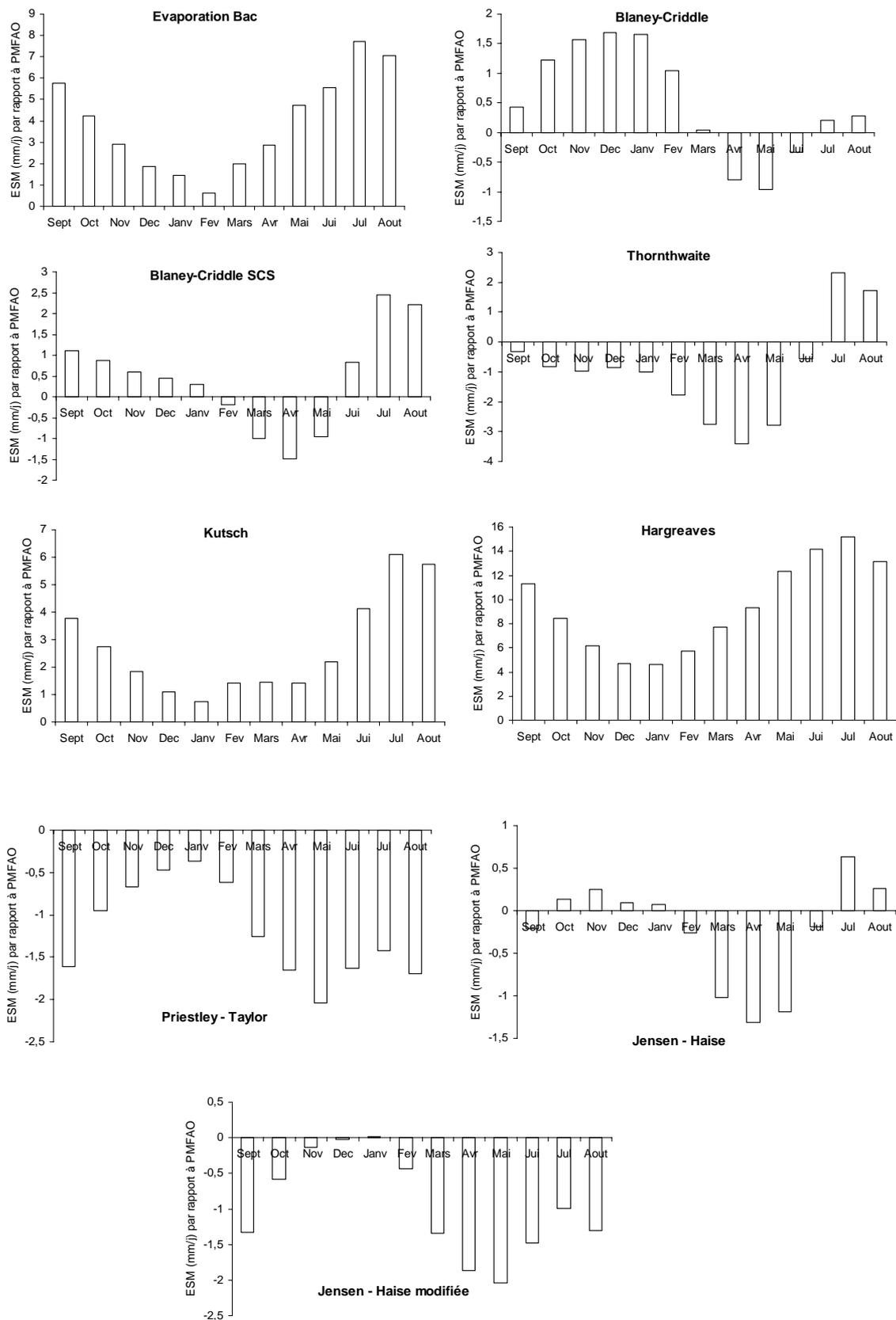


Figure 17. Variations des erreurs systématiques moyennes ESM (mm/j) des différentes méthodes par rapport à celle de Penman-Monteith-FAO

Chapitre II

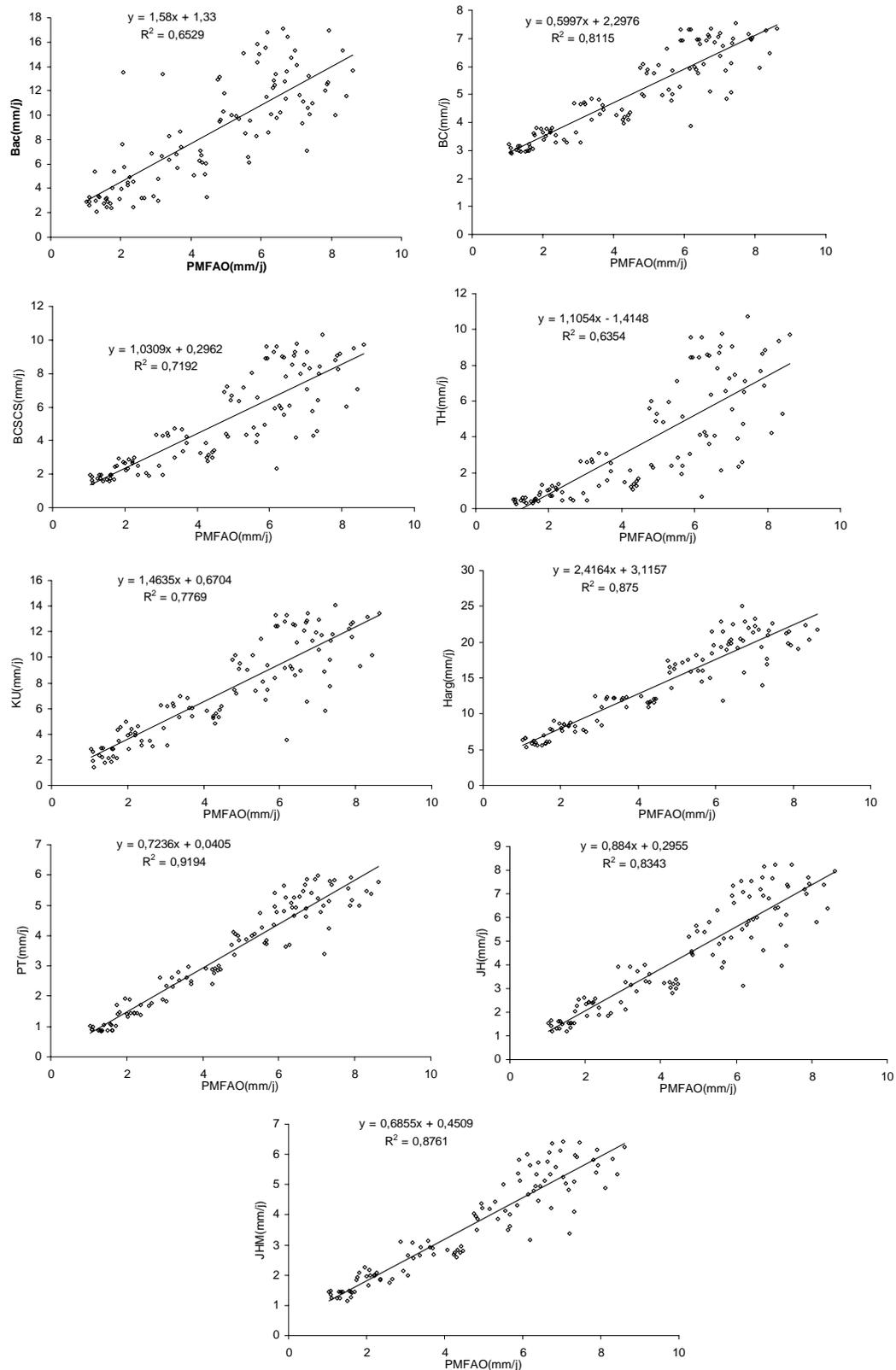


Figure 18. Courbes des corrélations linéaires des résultats obtenus par les différentes méthodes par rapport à Penman-Monteith-FAO

Bac d'évaporation

Comparativement à la méthode de Penman-Monteith-FAO, la méthode surestime considérablement l'évapotranspiration tout au long de l'année. Son coefficient de corrélation est de 0.65 (Figure 18) et le $t_{\text{statistique}}$ de 13,81 (Tableau 13) montre que les valeurs de Eto obtenues avec le Bac ne sont pas représentatives de la demande climatique du milieu.

Méthode de Thornthwaite

Les variations mensuelles intra-annuelles par rapport à la méthode de référence sont variées. On obtient de très grandes valeurs d'Eto en juillet et en août avec une surestimation journalière de 2,3mm dans le premier. Ces deux mois sont les plus chauds et les plus secs de l'année. Elle sous estime le paramètre tout le reste de l'année et conduit à un déficit de 10mm en septembre, soit une diminution de 6,25% du résultat obtenu dans le même mois avec la méthode de Penman-Monteith FAO.

Méthode de Blaney-Criddle

Elle surestime le paramètre par rapport à l'équation de Penman-Monteith FAO à l'échelle annuelle. Les variations intra-annuelles montrent que la méthode surestime considérablement l'Eto d'octobre à février, mois frais et souvent pluvieux caractérisés par les vents d'hiver et une insolation modérée. Elle la sous estime d'avril à juin et conduit à une très bonne estimation en mars. Son $t_{\text{statistique}}$ (4,74) n'autorise pas le recours à cette méthode pour le calcul de l'évapotranspiration de référence dans la région à l'échelle annuelle.

Méthode de Blaney-Criddle SCS

L'erreur systématique moyenne par rapport à la méthode de référence est assez faible à l'échelle annuelle (0,43 mm/j). Le $t_{\text{statistique}}$ est cependant légèrement supérieur à 2,62 indiquant ainsi que l'emploi de cette méthode pour l'estimation annuelle de l'Eto n'aboutirait pas à des résultats statistiquement représentatifs. La variation mensuelle intra annuelle montre que la méthode sous estime l'Eto de mars à mai, conduit à une bonne estimation en février et la surestime le reste de l'année.

Méthode de Kutch

Elle surestime considérablement le paramètre toute l'année et semble varier dans le même sens que la température.

Méthode de Priestley Taylor

Le modèle sous estime l'Eto à l'échelle annuelle (1195 mm). Elle conduit cependant à de très bonnes estimations en novembre, décembre et janvier mois durant lesquels les températures sont basses, les vents modérés, l'insolation faible, l'humidité relative élevée et caractérisés par la pluie bien que faible. Ces résultats sont en accord avec ceux trouvés dans d'autres régions arides durant les mois pluvieux (Hess, 1995).

Méthode de Jensen-Haise

Les valeurs de l'Eto sont faibles en mars, avril et mai, élevées en juillet et très concordantes le reste de l'année, et plus particulièrement en décembre et janvier avec l'Eto obtenue avec la méthode de Penman-Monteith-FAO. Ces deux mois sont les plus froids et sont caractérisés par des précipitations et des vents modérés. Le $t_{\text{statistique}}$ est de 2,52, plus petit que le t_{critique} , ce qui autorise le recours à cette formule pour l'estimation de l'évapotranspiration de référence en lieu et place de la méthode de Penman-Monteith FAO à l'échelle annuelle.

Méthode de Jensen-Haise modifiée

Les résultats obtenus durant les mois de décembre et janvier sont similaires à ceux de la méthode de référence. Elle sous estime par contre le paramètre tout le reste de l'année et le cumul annuel qui est de 1283mm, est bien en deçà des 1640mm obtenues par Penman-Monteith FAO.

Méthode de Hargreaves

La formule conduit à de très grandes valeurs de l'évapotranspiration sur toute l'année par rapport à la méthode de référence.

II. 3. 2 Conclusion

Il ressort des résultats que toutes les méthodes présentent de faibles variations inter-annuelles dans la période allant d'octobre à mars, seule l'évaporation bac montre une variance élevée de 4,64 mm/j en octobre. La région est connue par une prééminence du vent du Sud (Chergui) en été, vent très sec et fort, transportant des particules. Ces vents sont fréquents de mars à septembre. Cette période est également caractérisée par une insolation assez importante, des températures assez importantes et des précipitations rares. Ces conditions climatiques, et notamment le vent, pourraient être à l'origine de la grande variabilité inter-annuelle de l'évapotranspiration de référence obtenue durant cette période de l'année par les différentes méthodes.

De toutes les autres méthodes, seule la formule de Jensen-Haise donnerait des résultats similaires à ceux de Penman-Monteith-FAO à l'échelle annuelle. Les variations intra-annuelles montrent cependant que la méthode sous estime considérablement l'Eto en mars, avril et mai, tout comme les méthodes qui se fondent sur la température à part celle de Kutch. Ces mois sont caractérisés par des températures modérées, des vents secs et des précipitations. Sachant que le vent n'est utilisé que par la formule de Penman-Monteith FAO, l'absence de cette donnée climatique dans ces formules pourrait expliquer cette sous estimation. Jensen-Haise modifiée conduirait à de bons résultats en décembre et en janvier, Blaney-Criddle en mars, Blaney-Criddle SCS en février.

Des quatre méthodes d'estimation de l'évapotranspiration se fondant sur la température, seule le modèle de Thornthwaite aboutit à une sous estimation du paramètre à l'échelle annuelle avec un cumul de 1311 mm. Elle sur-estime néanmoins le paramètre en juillet et aout, mois durant lesquels les températures moyennes mensuelles dépassent 30°C. Blaney-Criddle et Blaney-Criddle Soil Conservation Service donnent des résultats semblables respectivement de 1822 et 1806 mm/an. Kutch sur-estime considérablement l'Eto toute l'année. Parmi celles utilisant la température et l'insolation, Hargreaves sur-estime énormément le paramètre dans tous les mois de l'année. Par contre, Priestley-Taylor et Jensen-Haise Modifiée la sous estiment. Jensen-Haise conduit à des valeurs statistiquement acceptables dans l'année.

II.4. Impact des facteurs climatiques sur les variations de l'évapotranspiration de référence dans la région aride de Tafilalet

Les relevés climatiques peuvent être souvent incomplets. Pour combler ces lacunes, on a de plus en plus recours aux valeurs moyennes sur le long terme de ces paramètres. Nous nous proposons dans ce qui suit, d'analyser dans une première partie l'impact de l'utilisation des valeurs moyennes à long terme des paramètres climatiques, et dans une seconde partie, l'effet de la variation des différents paramètres climatiques que sont la température, l'insolation, l'humidité relative et la vitesse du vent sur les évolutions intra annuelles de l'évapotranspiration de référence estimée par la méthode de Penman-Monteith FAO.

II. 4. 1 Impact de l'utilisation des valeurs moyennes à long terme des paramètres climatiques

Pour une bonne interprétation des termes qui seront utilisés dans les paragraphes qui suivent, nous distinguerons les moyennes mensuelles calculées à partir des données expérimentales mensuelles moyennes, des valeurs mensuelles, somme des valeurs journalières estimées sur la base de données expérimentales journalières. Ainsi, l'évapotranspiration mensuelle moyenne est calculée à partir des paramètres climatiques mensuels moyens, alors que l'évapotranspiration mensuelle est déterminée avec les données climatiques journalières.

La figure 19 qui reproduit les évapotranspirations mensuelles moyennes montre que ce paramètre croît avec les valeurs moyennes mensuelles de la température, vitesse du vent et insolation. Cette augmentation est cependant très inégale. Les coefficients de corrélations sont très variables d'un paramètre à l'autre et faibles avec l'insolation. La pente de la droite de corrélation avec la vitesse du vent est très élevée (2,401) indiquant ainsi un effet prépondérant de ce paramètre sur l'évapotranspiration.

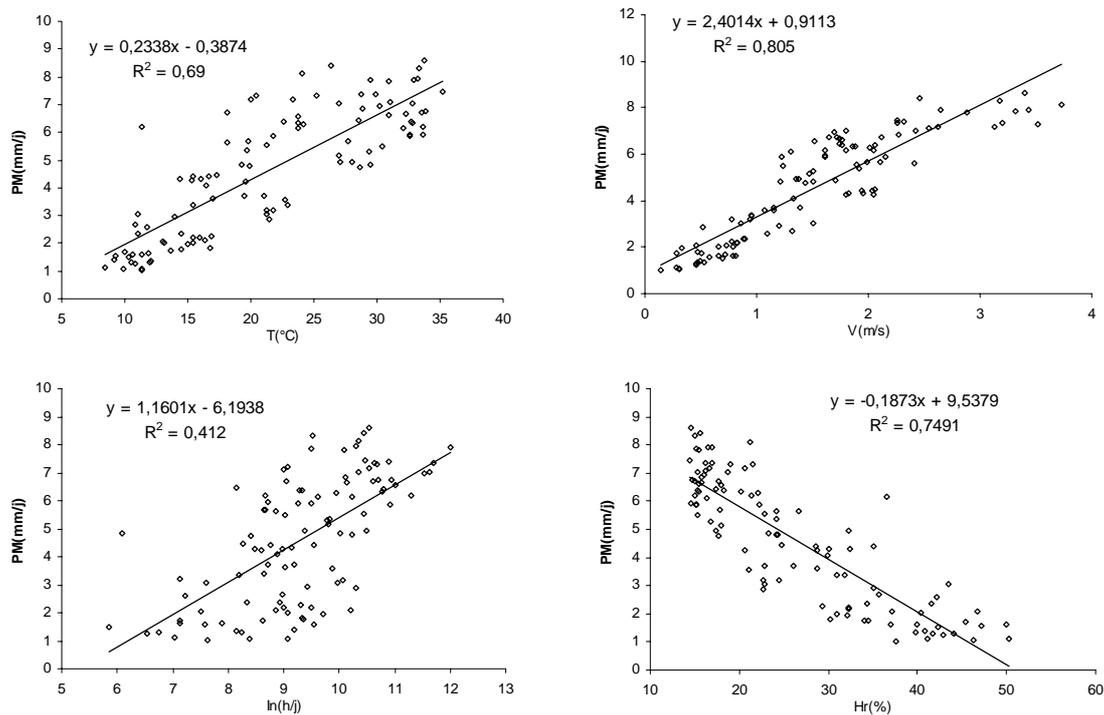


Figure 19. Corrélation de la méthode de Penman-Monteith FAO avec les paramètres climatiques.

Pour ressortir l'impact de l'usage des valeurs moyennes mensuelles des données climatiques (température, insolation, vitesse du vent et humidité relative) en lieu et place des données journalières sur la valeur de l'évapotranspiration, nous recourons à la comparaison des résultats des deux approches. Les critères de cette comparaison sont l'erreur systématique moyenne (ESM), l'écart quadratique moyen (EQM) et le $t_{\text{statistique}}$.

Les variations de l'erreur systématique moyenne (ESM) entre les évapotranspirations moyennes mensuelles et les évapotranspirations mensuelles (somme des évapotranspirations journalières) lors de l'usage des paramètres climatiques moyens mensuels (température, insolation, vitesse du vent et humidité relative) sont respectivement rapportés par les histogrammes de la figure 20. La lecture de ces histogrammes dénote clairement le très faible voire négligeable impact de l'utilisation des moyennes mensuelles de la température et de l'humidité relative. Par ailleurs, bien que faible, l'impact négatif de l'insolation conduit à une légère sous-estimation de l'évapotranspiration. Le recours par contre aux vitesses moyennes mensuelles du vent se traduit par une nette surestimation de l'évapotranspiration. L'emploi

Chapitre II

de l'insolation moyenne aboutit à une estimation intra-annuelle variée de l'évapotranspiration de référence : une sous estimation assez importante de mars à juin et en septembre, une surestimation en juillet et août et une bonne estimation de Eto en décembre à février. L'erreur systématique moyenne sur toute l'année est de $-0,25$ mm/j et le $t_{\text{statistique}}$ calculé (1,953) est inférieure à 2,62, autorisant l'emploi des valeurs moyennes de ce paramètre climatique pour l'estimation de l'évapotranspiration de référence à l'échelle annuelle. En se servant de vitesses moyennes des vents, on obtient une surestimation de Eto tout au long de l'année et un $t_{\text{statistique}}$ (5,163) supérieur au $t_{0,005}$ (2,62). Les vents moyens ne pourront donc pas être utilisés pour reproduire correctement Eto dans les conditions de la région.

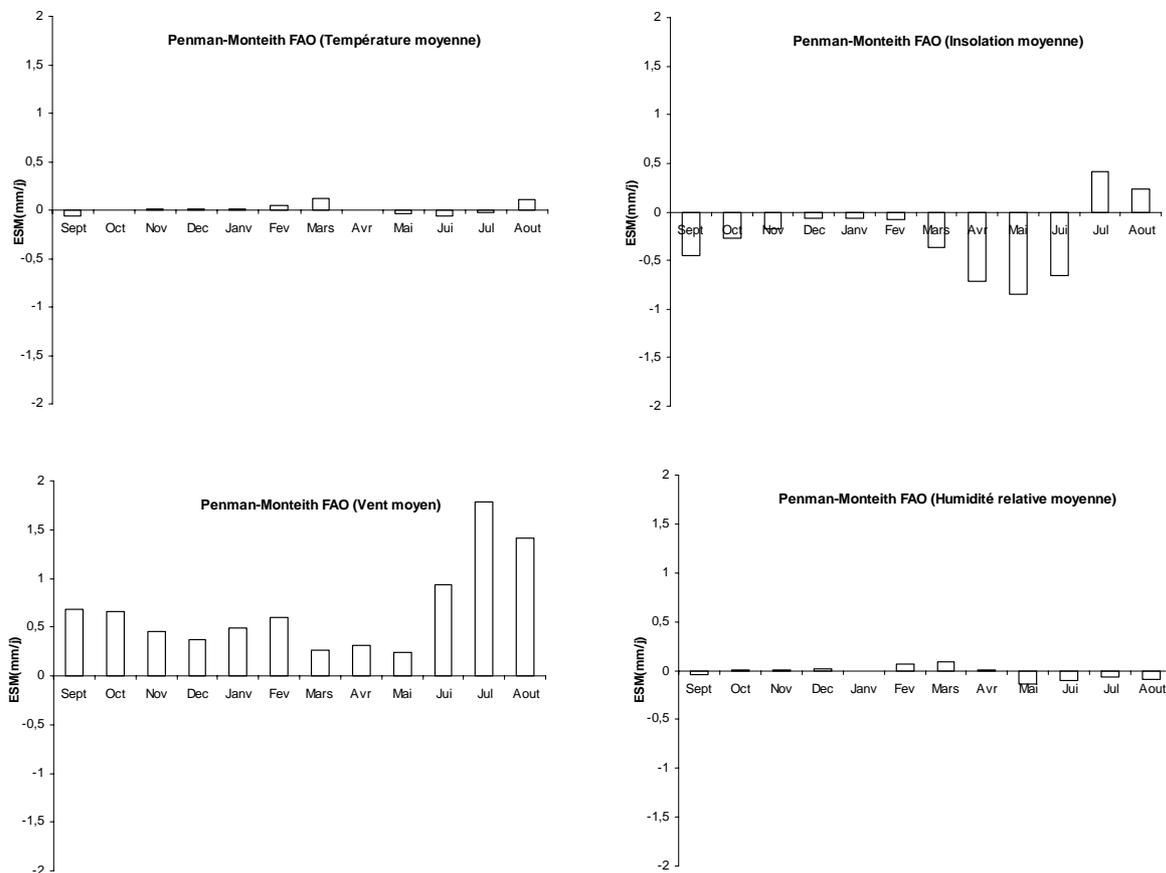


Figure 20. Erreurs systématiques moyennes ESM (mm/j) entre les Eto obtenues par le modèle de Penman-Monteith FAO en utilisant les valeurs moyennes mensuelles sur les douze années de la température, de l'insolation, de la vitesse du vent et de l'humidité relative et les données expérimentales journalières.

La transcription de l'impact de l'usage des valeurs moyennes des données climatiques, sur les valeurs annuelles de l'évapotranspiration est donnée par le tableau 13 qui confirme les conclusions précédentes : très faibles écarts systématiques moyens avec les humidités relatives et les températures moyennes mensuelles, et impact significatif des vents moyens. Nous rappelons, pour mémoire, que lorsqu'un paramètre mensuel moyen est utilisé, les autres données climatiques requises pour le calcul de l'évapotranspiration sont les valeurs enregistrées journalièrement. Les valeurs des $t_{\text{statistique}}$ (Tableau 14) indiquent que les valeurs d'évapotranspirations moyennes annuelles obtenues en utilisant les données climatiques moyennes des températures, des insolation et des humidités relatives mensuelles sont significatives et statistiquement représentatives de l'évapotranspiration annuelle.

Tableau 14 : EQM, ESM, et t-statistique, sur les valeurs de Eto calculées à partir des paramètres climatiques moyens sur la période de 12 ans comparés aux valeurs obtenues avec les paramètres expérimentaux journaliers ($t_{0,005} = 2.62$ avec $t_{0,005}$ la probabilité avec un intervalle de confiance de 99%).

Méthode	EQM (mm/j)	ESM (mm/j)	t	$t_{0,005}$
Penman-Monteith FAO (température moyenne)	0,211	0,01	0,483	2,62
Penman-Monteith FAO (insolation moyenne)	1,341	-0,25	1,953	2,62
Penman-Monteith FAO (vent moyen)	1,518	0,686	5,163	2,62
Penman-Monteith FAO (humidité moyenne)	-0,021	0,089	2,494	2,62

Après avoir établi statistiquement l'impact différencié des différents paramètres climatiques moyens sur la valeur relative de l'évapotranspiration, il ne serait pas inopportun de traduire cet effet en chiffres pour en mesurer l'importance sur l'évapotranspiration annuelle.

II. 4. 2 Effets de légères variations des paramètres climatiques moyens (température, insolation, vitesse du vent et humidité relative)

Pour analyser l'impact relatif de ces paramètres, nous avons examiné la sensibilité ou la réponse du modèle à leurs variations.

Nous avons examiné l'effet de l'augmentation de la température de 2°C en déterminant E_{to} à $T_{inf} = T_{moy} - 1$ et à $T_{sup} = T_{moy} + 1$ où T_{moy} , T_{sup} et T_{inf} désignent respectivement la valeur annuelle moyenne, la borne supérieure et la borne inférieure de la température.

Les bornes supérieure et inférieure de l'insolation et de l'humidité relative ont été calculées par la formule suivante proposée par Hess (1998) :

$$A_{sup} = A_{moy} + (n/2)*p \text{ et } A_{inf} = A_{moy} - (n/2)*p$$

Où A_{moy} est la valeur moyenne du paramètre (S pour l'insolation et HR pour l'humidité relative), p la pente de la droite de régression linéaire de la valeur moyenne de l'insolation par an et n représente le nombre d'années (figure 21).

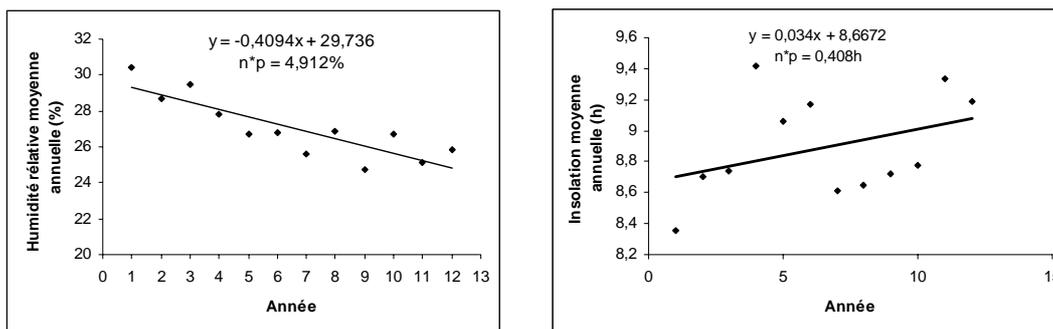


Figure 21 : Régression linéaire des valeurs moyennes de l'insolation (h) et de l'humidité relative (%) par année.

Nous estimons également l'impact d'une variation de 0,4 m/s des vitesses des vents sur la formule en calculant respectivement E_{to} à $V_{moy} - 0,2$ et à $V_{moy} + 0,2$; V_{moy} est la valeur annuelle moyenne de la vitesse du vent en m/s.

Chapitre II

L'analyse de l'impact des paramètres climatiques examinés (Tableau 15) indique clairement des sensibilités variables aux différents paramètres.

Une variation des températures maximales et minimales de 2° se traduit par une variation annuelle de 3,6% dans le modèle.

L'impact de la variation de l'insolation sur les Eto déterminées par la formule de Penman-Monteith-FAO reste faible ; il est de 0,8% lorsque l'insolation varie de 0,408h/j.

Le tableau 15 montre que le modèle de Penman-Monteith-FAO est plus sensible à la variation de la vitesse du vent qu'aux autres facteurs climatiques. Une augmentation de 0,4 m/s de la valeur de ce paramètre, modifie l'Eto de 156 mm/an.

Le tableau 15 semble aussi montrer que les effets de la température et de l'insolation sont cumulatifs alors qu'une diminution de l'humidité relative se traduit par une importante augmentation de l'Eto.

Tableau 15. Effet des augmentations de la température moyenne de l'air de 2°C, de l'insolation moyenne de 0,408 h/j, de la vitesse du vent de 0,4 m/s et de l'humidité relative de 4,912% sur l'Eto estimée par la méthode de Penman-Monteith-FAO

	T _{max} (°C)	T _{min} (°C)	S(h/j)	HR _{max} (%)	HR _{min} (%)	V(m/s)	Eto(mm/an)
Sup	33,56	10,796	9,218	37,01	20,79	1,584	1602
Inf	31,56	8,796	9,218	37,01	20,79	1,584	1546
Variation							56
Sup	32,56	9,796	9,404	37,01	20,79	1,584	1632
Inf	32,56	9,796	8,996	37,01	20,79	1,584	1618
Variation							14
Sup	33,56	10,796	9,404	37,01	20,79	1,584	1597
Inf	31,56	8,796	8,996	37,01	20,79	1,584	1527
Variation							70
Sup	32,56	9,796	9,218	37,01	20,79	1,784	1719
Inf	32,56	9,796	9,218	37,01	20,79	1,384	1563
Variation							156
Sup	32,56	9,796	9,218	39,47	23,25	1,584	1613
Inf	32,56	9,796	9,218	34,56	18,34	1,584	1633
Variation							-20

II. 4. 3 Conclusion

L'utilisation de la température ou de l'humidité relative moyenne sur le long terme donne une bonne estimation de l'évapotranspiration de référence. De même, l'emploi de l'insolation moyenne aboutit généralement à une estimation correcte de cette évapotranspiration. Lorsque les relevés de ces paramètres présentent des lacunes, celles-ci pourraient être surmontées par l'utilisation de la valeur moyenne sur une période relativement longue. Par contre le recours ou l'usage de la vitesse moyenne des vents sur une longue période aboutit à une surestimation de Eto.

L'examen de l'impact des paramètres climatiques caractéristiques des zones arides, démontre clairement les effets conjugués et importants de la vitesse du vent et de l'humidité relative sur les valeurs de Eto saisonnières calculées par le modèle de Penman-Monteith-FAO. L'augmentation de la vitesse du vent qui s'accompagne d'une diminution de l'humidité relative dans les zones arides se traduit par une forte augmentation de cette Eto. Il en résulte qu'une meilleure appréciation de la variation de Eto dans l'année, requiert une intégration des paramètres climatiques caractéristiques des zones arides dont notamment la température, l'insolation, l'humidité relative et la vitesse du vent.

II. 4. Bibliographie de la partie II

André Musy (2005). Cours d'Hydrologie générale. Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne, Suisse.

Allen, R.G., Smith, M., Perrier, A. et Perreira, L.S. (1994). An update for the definition of reference evapotranspiration ICDI Bulletin, 43: 1-34.

Allen, R.G., Smith, M., Raes, D. et Perreira, L.S.(1998). Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage Paper 56

Blaney, H.F. et Criddle, W.D.(1950). Determining consumptive use and irrigation water requirement. USDA-ARS, Tech. Bul. 1275

Blaney, H.F. et Criddle, W.D.(1962). Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data. USDA-SCS. TP-96

Bouhlassa S. et Paré S. (2006). Evapo-transpiration de référence dans la région aride de Tafilalet au sud-est du Maroc. AJEAM-RAGEE, 11, 1-16

Brunt, D., 1939, "Physical and dynamical meteorology", Univ. Press, Cambridge. 400 p.

Cosandey, C. et Robinson, M. (2000). Hydrologie continentale, A. Colin, Paris. 360p

Doorenbos, J. et Pruitt, W.O (1997). Guidelines for predicting crop water requirements. FAO Irrigation and Drainage paper 24.

El Hayadi, A. (1991). Etude comparative des différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration de référence. Essai d'analyse de la variabilité des coefficients culturaux dans le Tadla et le Souss Massa. Mémoire de troisième cycle. Option Agronomie ; IAV Hassan II Rabat

Elmehdi, E.H. et Said, O. (2000). Besoins en eau décadaires des principales cultures dans

Chapitre II

différents périmètres irrigués marocains. Thèse de troisième cycle, IAV Hassan II Rabat

Faouzi E. H., (1999). Diagnostic hydrique de la culture de blé en milieu oasien. Une aide à l'avertissement, à l'irrigation dans le périmètre du Drâa moyen. Thèse de doctorat. Univ. Catholique de Louvain, Belgique.

Hansen, V. E., Israelsen, O. W. and Stringham, G. E. (1980). Irrigation Practices (4th Edn). New York: Wiley. 417pp.

Hargreaves, G.H. and Samani, Z. A. (1982). Estimating potential evapo-transpiration. Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE, 108: 225 - 230

Harrison L. P. (1963). Fundamentals concepts and definitions relating to humidity. In Wexler, A (Editor) Humidity and moisture Vol 3, Reinhold Publishing Co., N.Y.

Hess, T. M (1998). Trends in reference evapotranspiration in the North East Arid Zone of Nigeria, 1961-1991. Journal of Arid Environments, 38 : 99-115

Jacovides, C.P. et Kontoyiannis, H. (1995). Statistical procedures for evaluation of evapotranspiration computing models. Agricultural Water Management, 27 : 365-371

Jacovides, C.P., Papaioannou, G. et Kerkides, P. (1988). Micro and large-scale parameters evaluation of evapo-transpiration from a lake. Agric. Water. Manage., 13: 263-272

Jensen, M.E. et Haise, H.R.(1963). Estimating evapotranspiration from solar radiation. Journal of the Irrigation and Drainage Division, ASCE, 89 : 15-41

Jones, K. R., Berney, O., Can, D.P et Barrett, E.C.(1981). Arid Zone Hydrology for agricultural development. FAO Irrigation and Drainage Paper 37.

Kennedy, J. B. et Neville, A. M., (1986). Basic statistical Methods for Engineers and Scientist. 3rd Edn., Harper and Row, New York

Chapitre II

Kutch, H.G.(1978). Le pouvoir d'évaporation du climat au Maroc. Ministère de l'agriculture et de la réforme agraire, Rabat, Maroc

Margat, J.(1958). Les recherches hydrogéologiques et l'exploitation des eaux souterraines au Tafilalet. In « Mines et Géologie », Rabat, n°4, pp. 43-68

Margat, J. (1962). Memoire explicatif de la carte hydrogeologique au 1/50000 de la plaine de Tafilalet. Notes et Memoires. Serv. Géol. Maroc. N° 150 bis, pp.270

Mina, A. (1991). Contribution à l'étude hydrogeologique de la vallée de Ziz (Province d'Errachidia; Sud-Est du Maroc). Incidences respectives de la sécheresse et du barrage Hassan Addakhil sur les ressources en eau a l'aval. Thèse de doctorat de l'université de Franche-Comté, France

Monteith, J.L. (1981). Weather and Water in the Sudano-Sahelian zone. Soil Water Balance in the Sudano-Sahelian zone. IAHS Press, Institute of Hydrology, Wallingford, U.K

Murray F. W. (1967). On the computation of saturation vapor pressure. J. Appl. Meteor. 6: 203-204.

Nwadialo, B. E. (1991). The estimation of reference crop evapo-transpiration with minimum data in tropical climate. Beitrage zur Tropischen Landwirtschaft und Veterinarmedizin, 29: 175 – 182

Penman, H.L., 1948, "Natural evaporation from open water, bare soil and grass", Proc. Roy. Soc. London, A193, p 120-146.

Priestly, C.H.B. et Taylor, R.J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation. Monthly Weather Review, 106: 81-92

Sinclair T.R., (1986°). Water and nitrogen limitation in soybean grain production. I. Model development. Field Crops Res. 15: 125-141

Chapitre II

Smith, M., Allen, R.G., Monteith, J.L., Perrier, A., Pereira, L., and Seeger, A., (1991). Report on the Expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements. FAO, Rome

Stone, R. J., (1993). Improved statistical procedure for evaluation of solar radiation estimation models. *Solar Energy*, 51/ 289-291

Tetens O. (1930). Uber einige meteorologische. Begriffe. *Z. Geophys.* 6: 297-309

Thornthwaite, C.W. and Mather, J.R. 1957. Instructions and tables for computing potential evapotranspiration and the water balance. Drexel Institute of Technology, Publications in Climatology Vol X, No. 3, Centerton, New Jersey. 311 pp.

Walpole, R.E. and Myers, R.H., (1989). Probability and Statistics for Engineers and Scientist. 4rd ., Macmillan, New York

Wright J.L., (1982). New Evapotranspiration crop coefficient. *J. of Irrig. And Drain. Div.*, ASEA, 108: 57-74

Zoubair, C., Lucile, D. et Omar, N. (2001). Les changements climatiques entre logique libérale et développement humain. Dossier établi à l'occasion de la 7^o conférence des parties concernant les changements climatiques. Marrakech, Oct-Nov

CHAPITRE III : ÉVAPORATION À TRAVERS LA ZONE NON SATURÉE

CHAPITRE III

EVAPORATION A TRAVERS LA ZONE NON SATUREE

III.1 Introduction

Comme précédemment exposée, la région d'étude appartient à la zone saharienne avec de faibles quantités de pluies, des températures élevées, des humidités faibles et des vents forts. Avant la construction du barrage Hassan Addakhil situé sur l'Oued Ziz à 80 km en amont de la zone d'étude, la recharge de la nappe phréatique de la plaine de Tafilalet était assurée essentiellement par l'infiltration des eaux de crues épandues dans la plaine (Margat, 1977). Ce sont ces épisodes de crues (dont le dernier se produisit en 1965) survenant naguère dans la région, qui assuraient le lessivage des sels accumulés dans la zone non saturée du sol suite à l'évaporation à partir de la ressource. Depuis la mise en service du barrage Hassan Addakhil au cours de l'année 69/70, l'alimentation de la nappe s'effectue principalement par les lâchers du barrage dans le lit de l'Oued Ziz selon des débits bien déterminés. Dans ces conditions, on peut considérer que la recharge de la nappe phréatique à travers les sols nus non cultivés est pratiquement nulle, et que la nappe y est plutôt soumise à une décharge par évaporation (Fontes *et al.*, 1986).

Le taux d'évaporation est donc très déterminant dans le bilan hydrologique. Cette évaporation s'effectue dans la zone non saturée du sol, siège d'une circulation ascendante et descendante de l'eau. L'étude de ce phénomène est d'une grande portée pour la connaissance des mécanismes de salinisation de l'eau et des sols, en particulier pour les régions arides et semi-arides (Gouvea, 1980 ; Gowing *et al.*, 2006). Sa mesure est très difficile par les méthodes physiques (tensiométrique, neutronique, bilan hydrique). Le cumul des erreurs issues de l'estimation d'un grand nombre de paramètres physiques peut affecter sensiblement le résultat final, notamment quand il s'agit d'un taux d'évaporation faible (Aranyossy, 1978). En outre, les méthodes classiques nécessitent souvent des mesures assez longues qui ne sont pas souvent disponibles dans les zones d'études (Daoud, 1995).

La modélisation du profil isotopique (^2H , ^{18}O) et chimique (Ion Chlorure Cl^- notamment) de l'eau interstitielle d'un sol permet actuellement l'estimation du flux évaporatoire à partir d'une réserve d'eau souterraine. On se propose donc dans cette partie, d'utiliser le modèle des ions chlorures pour l'estimation du taux d'évaporation à travers la zone non saturée.

III. 2 Généralités sur l'évaporation de l'eau à travers la zone non saturée

La zone non saturée du sol est sa partie superficielle située entre la nappe (partie noyée) et l'atmosphère (Figure 21). Le phénomène d'évaporation dans les sols a fait l'objet de recherches par divers auteurs, dont les études ont concerné soit les mécanismes intimes du phénomène d'évaporation et de circulation de l'eau dans le milieu poreux, soit les conséquences de l'évaporation dans le cycle hydrologique ou dans l'utilisation de l'eau pour l'agriculture, principalement dans des régions à climat semi-aride ou aride. Selon Hillel (1974), les trois conditions nécessaires pour assurer le maintien du processus d'évaporation sont :

- une source continue de chaleur pour satisfaire la chaleur latente d'évaporation ;
- un gradient de pression de vapeur orienté vers l'atmosphère au-dessus du corps évaporant assisté d'un processus d'évacuation de la vapeur par diffusion et/ou convection ;
- un apport continu d'eau.

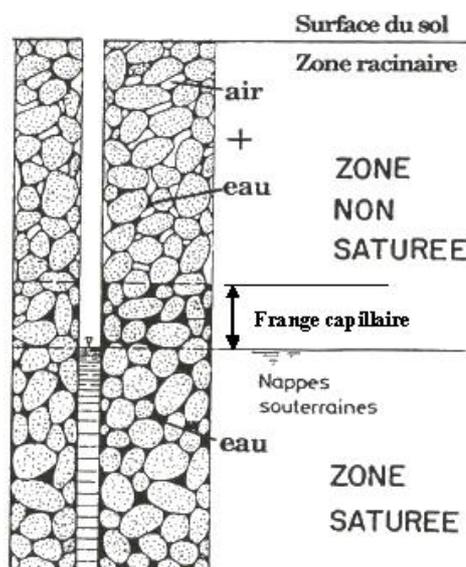


Figure 21. Distinction entre zone non saturée et zone saturée

Chapitre III

Les deux premières conditions sont influencées par les facteurs météorologiques tels que la température, l'humidité relative de l'air, la vitesse du vent, la radiation, qui déterminent le pouvoir évaporant de l'atmosphère.

La troisième condition dépend de la teneur en eau du sol et du potentiel (ou énergie potentielle totale) de l'eau dans le milieu poreux ainsi que de ses propriétés conductrices. L'ensemble de ces propriétés détermine le régime maximal de transmission de l'eau à travers la masse poreuse vers le lieu d'évaporation. L'auteur ajoute encore que pour une nappe phréatique superficielle, un écoulement permanent peut s'établir sans modifications du profil des teneurs en eau à travers la zone non saturée.

Shaw et Smith (1927) ont été les premiers à étudier au laboratoire l'évaporation sur des colonnes de sol, en fonction de la profondeur de la nappe. Ils ont conclu, dans les conditions de leur expérience, que pour un limon fin, l'évaporation est négligeable si la profondeur de la nappe est supérieure à 3m.

Moore (1939) a étudié l'évaporation sur des colonnes au laboratoire. Par des mesures détaillées de la succion à différents niveaux de la hauteur de la colonne, il a calculé la conductivité capillaire d'un sol en fonction de la succion.

L'équation d'écoulement vertical dans le milieu poreux vers le haut, déduite à partir de la loi de Darcy est :

$$Q = K * \left(\frac{d\psi}{dz} - 1 \right) \quad (1)$$

ou

$$Q = D * \frac{d\theta}{dz} - K \quad (2)$$

ou

Q = flux par unité de surface,

ψ = charge de succion ,

K = conductivité capillaire,

θ = humidité volumique,

D = coefficient de diffusivité avec $D = K \frac{d\psi}{d\theta}$,

z = hauteur au dessus de la nappe phréatique.

Chapitre III

Gardner (1958) proposa l'équation empirique suivante :

$$K = a(\psi^n + b)^{-1} \quad (3)$$

où a , n et b sont des constantes caractéristiques de chaque sol, (n dépend de la granulométrie et augmente avec la taille des particules).

L'équation (1) devient alors :

$$Q = \frac{a}{\psi^n + b} \left(\frac{d\psi}{dz} - 1 \right) \quad (4)$$

En faisant varier n dans l'équation (4) l'auteur propose des solutions possibles pour cette équation. Une autre relation pour laquelle une solution analytique de l'équation (1) devient possible est :

$$K(\psi) = a \exp(-cd) \quad (5)$$

où a et c sont des constantes et d la profondeur de la nappe. A l'état stationnaire et pour toutes ces solutions proposées, l'allure des courbes est logarithmique si on considère Q en fonction de ψ (Gouvéa, 1980). Gardner (1958) observa de même que Q augmente au début beaucoup plus vite que ψ , jusqu'à une valeur limite à partir de laquelle Q devient indépendant de ψ .

En se mettant dans la condition où ψ tend vers l'infini, Gardner (1958) proposa les solutions numériques suivantes pour l'équation (4) :

$$n = 3/2 \quad Q_{\text{lim}} = 3,77 ad^{-3/2} \quad (6)$$

$$n = 2 \quad Q_{\text{lim}} = 2,46 ad^{-2} \quad (7)$$

$$n = 3 \quad Q_{\text{lim}} = 1,76 ad^{-3} \quad (8)$$

$$n = 4 \quad Q_{\text{lim}} = 1,52 ad^{-4} \quad (9)$$

Q_{lim} = flux maximal d'évaporation possible pour un sol déterminé.

Des applications de l'équation (3) ont été proposées par Gardner et Fireman (1958), Willis (1960), Hassan et Gbaibeh (1977) et Gouvea (1980). Ils ont réalisés des expériences d'évaporation sur des colonnes de sol, de sédiments, ainsi que sur le terrain, avec des sols homogènes et/ou stratifiés. Leurs résultats expérimentaux semblent en bon accord général avec l'équation (3).

Hillel (1975) proposa un modèle numérique pour évaluer la variation de la teneur en eau de la zone de surface du sol qui subit un régime d'évaporation constant ou un régime d'évaporation cyclique, sous des conditions isothermes. Il a ensuite (1976) proposé un

Chapitre III

modèle dynamique de simulation du régime d'évaporation non-constante, sous des conditions isothermes, pour évaluer l'influence probable de la succion en fonction de la teneur en eau sur la perte et la distribution de l'humidité dans les niveaux superficiels du sol. Selon cet auteur, il y aurait, sous l'effet de la succion, une réduction considérable du taux d'évaporation.

Gardner et Fireman (1958) ont montré qu'en régime permanent, la réduction du taux d'évaporation sous l'effet de la présence d'une couche sèche en surface est inversement proportionnelle à l'épaisseur de cette couche. La circulation de l'eau à travers une telle couche sèche se produit par diffusion de vapeur.

Rose (1968) a travaillé dans des conditions naturelles et non au laboratoire, où les gradients de température sont importants. Il a montré que dans ce cas le transfert de l'eau en phase vapeur, dans le sol, pourrait être du même ordre de grandeur que celui en phase liquide. Il a proposé un modèle pour évaluer l'évaporation de l'eau dans un sol nu, à partir des variations des teneurs en eau et des températures. Il admet notamment, dans la couche superficielle du sol :

- la possibilité d'une condensation de l'eau de l'atmosphère, à la fin de l'après-midi ou pendant la nuit ;
- une opposition directionnelle entre les flux de liquide et de vapeur pendant la journée et un déplacement de même sens pendant la nuit. Ceci est la conséquence, en conditions naturelles, des variations nycthémérales de la température.

Gouvéa (1980) a travaillé sur des colonnes de sédiments. Il constata que plus superficielle était la nappe (profondeur < 20cm), plus important étaient l'effet des paramètres climatiques et que le flux d'évaporation était le facteur qui détermine la distribution spatiale des profils de teneurs en eaux et en sel tout au long des colonnes de sédiments.

Par ailleurs, il a été démontré que l'utilisation de la loi de Darcy n'est pas adéquate dans les régions arides et semi-arides à cause de la complexité du transport du flux d'humidité sous forme liquide et vapeur dans la zone non saturée (Scalon, 1991). De même, les méthodes du bilan hydrique appliqué à la zone non saturée ne sont pas aussi précises dans les zones arides et semi arides où l'évapotranspiration constitue le terme prépondérant

(Allison *et al.*, 1985). D'où l'intérêt de la modélisation du profil chimique des ions chlorures notamment à travers la zone non saturée, pour l'estimation du terme évaporation.

III.2.1 Mouvement des sels dans la zone non saturée

Considérons une colonne de sol non saturée ayant à sa base une nappe (Doering *et al.*, 1963), les mouvements des sels le long de cette colonne vont dépendre des apports d'eau par les pluies et des sorties par évaporation. Lorsque l'eau de la nappe se déplace vers la surface sous l'effet de l'évaporation, elle entraîne avec elle les sels dissous ; en même temps, à une certaine profondeur proche de la surface (front d'évaporation), il y a concentration des sels du fait de l'évaporation superficielle. Comme les sels en solution se déplacent par diffusion en réponse au gradient de concentration, l'augmentation de concentration au front provoque un déplacement des sels vers le bas, en sens contraire du mouvement ascendant (Figure 22). Au fur et à mesure que l'évaporation se poursuit, les sels transportés vers la surface s'y accumulent pour ensuite diffuser vers le bas en réponse au gradient de concentration qui se crée. Le suivi de ce mouvement se fait à l'aide de traceurs. Un traceur de l'eau est toute molécule qui se comporte comme la molécule d'eau, France qui soit non réactive avec la matrice solide et non dégradable. Il devrait donc être conservatif, non volatile et non absorbé par la végétation. Les ions chlorures remplissent ces conditions (Bresler, 1973 ; Peck *et al.*, 1981 ; Scalon, 1991, Taupin, 1995). Le profil des ions chlorures a été utilisé par plusieurs auteurs pour évaluer la variation du flux d'humidité dans la zone non saturée (Allison *et al.*, 1985 ; Phillips *et al.*, 1988) ou pour estimer le taux d'évaporation (Black *et al.*, 1969 ; Gouvéa, 1980 ; Taupin, 1995).

Dans notre région d'étude, l'effet des précipitations étant négligeable, les sels accumulés dans la zone non saturée proviennent uniquement de la ressource. La demande évaporative de la zone est très importante (Margat, 1977 ; Bouhlassa et Paré, 2006). Dans les conditions climatiques de la région, elle est beaucoup plus importante que l'habilité du sol à conduire l'eau en phase liquide et vapeur-liquide de façon continue ; il se produit alors une partition verticale de ces différentes phases dans la zone non saturée du sol et l'apparition d'un front d'évaporation situé entre la nappe et la surface du sol (Menenti, 1984 ; Gowing and Asghar, 1996 ; Rose *et al.*, 2005).

Chapitre III

L'emplacement possible du front d'évaporation a fait l'objet de plusieurs études. Gouvéa (1980) a montré qu'il dépend de la profondeur de la nappe. Il arriva à la conclusion selon laquelle plus la nappe est superficielle (< 20 cm), plus l'influence des facteurs climatiques était déterminante. Bastiaanssen *et al.*, (1989), Gowing *et al.*, (2006) aboutirent à la même conclusion. Pour Gowing *et al.*, (2006), plus fine était la texture du sol, plus profond était le front d'évaporation, et plus faible était la demande évaporatoire, plus faible était la profondeur du front. Scanlon (1991) montra que le front d'évaporation augmentait avec la salinité de la ressource.

La plupart de ces études ce sont focalisées sur la modélisation du flux d'humidité à travers la zone non saturée. Le profil des ions chlorures n'a été que peu utilisé pour l'étude de l'évaporation à travers la zone non saturée (Taupin, 1995).

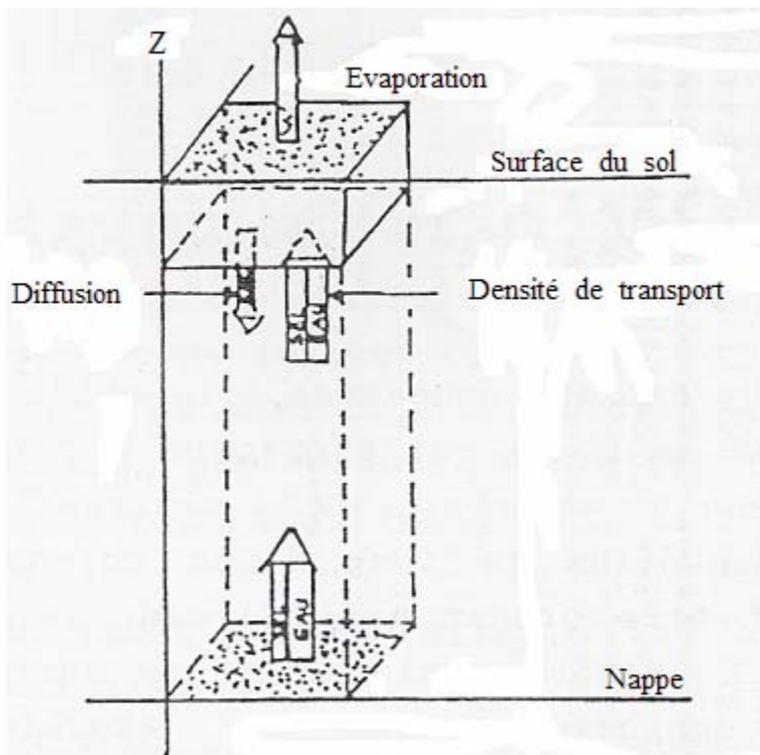


Figure 22. Schéma du mouvement de l'eau et des sels à travers le sol dans le cas d'une nappe peu profonde soumise à l'évaporation (Doering *et al.*, 1963)

Lorsque la concentration de la ressource en chlorure reste constante dans le temps, la quantité de chlorure déposée dans le profil après évaporation de l'eau de la ressource est donnée par Black *et al.*, (1969) et Taupin, 1995).

$$\chi(t) = C_{res} * \int_{t_0}^t E(t) * dt \quad (11)$$

avec

$\chi(t)$ la quantité de sel dans le profil par unité de surface au temps t, C_{res} la concentration en chlorure de la ressource, $E(t)$ l'évaporation instantanée et t_0 la date du dernier lessivage. La quantité totale d'eau évaporée entre t_0 et t est donnée par :

$$E_{cum} = E_{t-t_0} = \chi(t) / C_{res} \quad (12)$$

Le cumul d'ions chlorures dans la zone non saturée du sol peut également s'obtenir par : (Taupin, 1990) :

$$\chi = \int_{z=surf}^{z=res} (Cl^-) * \theta * dz \quad (13)$$

où θ représente l'humidité volumique du sol, (Cl^-) la concentration en chlorure de l'eau du sol, $z = res$ la profondeur de la nappe et $z = surf$ la surface du sol.

Depuis le dernier grand épisode de crue qui se produisit en 1965 dans la plaine, le lessivage des sels dans la zone non saturée est nul. Considérant dans ces conditions qu'un équilibre chimique s'établit dans le profil, la modélisation de l'évaporation peut également s'obtenir à partir du modèle d'Allison (Allison and Barnes, 1985) initialement appliqué aux isotopes stable de la molécule d'eau. Taupin (1995) appliqua ce modèle aux ions chlorures dans la zone de transfert en phase liquide dominante et obtint de très bonnes corrélations avec les résultats du profil des isotopes stables de la molécule d'eau. Utilisant le modèle d'Allison appliqué aux ions chlorures, on obtient :

$$[Cl^-] = ([Cl^-]^{ef} - [Cl^-]^{res}) * \exp[-f(z) / Z_{Cl}] + [Cl^-]^{res} \quad (14)$$

où $[Cl^-]^{ef}$ est la concentration en chlorure de l'eau du sol au front d'évaporation,

$$f(z) = \bar{\theta} * \int_{z^{ef}}^z dz / \theta \quad \text{et} \quad Z_{Cl} = D^{Cl} * \tau * \theta / E$$

avec τ la tortuosité, et D^{Cl} le coefficient de diffusivité de l'ion chlorure.

De l'équation (14), on peut déduire la relation linéaire suivante :

$$\ln \left(\frac{[Cl^-] - [Cl^-]^{res}}{[Cl^-]^{ef} - [Cl^-]^{res}} \right) = \ln \delta = -f(z) / Z_{Cl} \quad (15) \quad \text{avec}$$

$$\delta = \frac{([Cl^-] - [Cl^-]^{res})}{([Cl^-]^{ef} - [Cl^-]^{res})}$$

L'établissement du profil chimique de l'eau interstitielle d'un sédiment fait souvent appel à différentes méthodes d'extraction avant de passer à l'analyse proprement dite. Nous exposons ci-après les différentes techniques d'extraction. L'application de l'une ou de l'autre de ces méthodes dépend du problème posé et du but recherché.

III.2.2 Techniques d'extractions des eaux

III.2.2.1 Le pressage (squeezing)

Le principe de la méthode consiste à extraire l'eau interstitielle du sédiment par pressage de l'échantillon. Celui-ci est disposé dans une cellule adéquate où il est soumis à une certaine pression (> 70 Mpa). La température est maintenue constante autour de 10°C , en général (Kalil et Goldhaber, 1973 ; Woods, 1990 ; Jusserand, 1980 ; Bath *et al.*, 1988).

III.2.2.2 La distillation azéotropique

La méthode de distillation azéotropique est basée sur l'utilisation d'un hydrocarbure (Woods, 1990). Celui-ci est ajouté à l'échantillon de sol puis le tout est chauffé à la température d'ébullition du mélange azéotrope. La vapeur produite est un mélange d'eau et d'hydrocarbure. Etant choisis immiscibles et de différentes densités, l'eau et le produit vont être séparés à la condensation, en deux couches. L'hydrocarbure étant le liquide le plus léger, celui-ci va subir un reflux vers le haut et l'eau va être récupérée en bas du dispositif.

III.2.2.3 La centrifugation

Cette méthode consiste à appliquer une force gravitaire sur l'échantillon pour séparer l'eau interstitielle du sédiment qui la contient. La vitesse de rotation de la centrifugeuse et l'addition du liquide immiscible de densité supérieure à celle de l'eau, améliore le rendement (Navada, 1982).

III.2.2.4 La lixiviation

Cette méthode consiste à mettre sous agitation mécanique, une quantité de sédiment préalablement pesé, dans un volume déterminé d'eau ultra-pure. La durée de cette

Chapitre III

manipulation est déterminée par la stabilisation de la conductivité (3 heures au minimum) qui est fonction de la quantité de sol ainsi que du volume d'eau ajouté et la concentration des éléments chimiques qui occupent les pores du sédiment. La mesure des concentrations en éléments chimiques du lixiviat préalablement filtré (0.45 μ m), permet de déduire celles de l'eau du sol.

La lixiviation est le plus souvent utilisée et conseillée pour les analyses chimiques des ions contenus dans les sols (Gouvéa, 1980 ; Daoud, 1995). Nous avons adopté cette méthode dans notre étude.

III. 3. Matériel et méthodes

III. 3. 1 Echantillonnage

L'échantillonnage dans le même site de la zone non saturée (situé au centre de la plaine) a été entrepris en deux périodes différentes et suivant un pas variable selon la profondeur du prélèvement grâce à une tarière. Entre 5 et 18 cm, le pas était de 3 cm et augmentait par la suite jusqu'en profondeur. La variation des pas est due au fait que le front d'évaporation est généralement situé en surface. De petits pas à ce niveau permettent une meilleure localisation de ce front.

Lors du premier prélèvement en juillet 1997, la profondeur de la carotte était de 6,5m, février 2006, le second carottage a atteint 1,33m. Nous avons ainsi collecté 29 échantillons en 1997 et 18 échantillons en 2006 dans des boîtes hermétiquement fermées et ramenés au laboratoire pour analyse.

III. 3. 2 Protocole analytique

L'humidité pondérale de chaque échantillon a été déterminée par séchage d'environ 80g de sol à 105°C à l'étuve pendant 48h. La densité de chaque prélèvement fut déterminée. Le produit de l'humidité pondérale et de la densité permettait l'obtention de l'humidité volumique.

Pour la détermination de la gravimétrie, nous avons effectué le tamisage d'environ 80g de sol préalablement séché à 120°C à l'étuve durant une nuit sur des tamis dont les diamètres avaient les dimensions suivantes : 2mm, 0,180mm et 0,038mm. Ceci permet de séparer respectivement les sables grossiers, les sables fins et les limons et argiles.

Le protocole analytique suivant a été adopté pour la lixiviation :

Une certaine masse de sol fut préalablement séchée à 120°C, et on procéda ensuite comme suit :

- broyage de l'échantillon d'une façon ménagée à la main et au mortier,
- tamisage dans un tamis de 1mm,
- pesée de 10g d'échantillon,
- ajout de 300 ml d'eau bi distillée,
- agitation pendant 15h dans un agitateur magnétique à vitesse moyenne,
- filtrage sous vide sur support en verre fritté doublé d'un papier filtre (porosité = 0,45µm) et récupération du filtrat dans un flacon de 500ml,
- analyse physico chimique (principalement les ions chlorures) par chromatographie ionique à l'aide du Dionex X120 dont le principe est exposé ci-dessous.

Le Dionex X120 est destiné à l'analyse des cations et des anions majeurs présents dans une eau. L'échantillon est injecté dans la colonne analytique à résines échangeuses d'ions (à base de polymère de type polystyrène et/ou polyacrylate). Un flux d'éluant permet la migration des espèces ioniques présentes en fonction de leur taille et de leur polarité. La colonne sépare les différents ions selon leurs temps de rétention respectifs. Les ions sortant de la colonne sont détectés par conductimétrie, paramètre dépendant de la concentration des ions. L'identification de l'espèce ionique se fait par comparaison des temps de rétention des différents pics observés par conductimétrie avec ceux des standards ; la hauteur des pics permet une quantification de l'élément chimique.

Chapitre III

La concentration (C_i) d'un ion (i) obtenue à la sortie du chromatographe est celle contenue dans 10g de sol + 300ml d'eau bi distillée.

1g de sol renfermerait donc $C_1 = C_i * 0,3/10$ (gions/gsol) soit pour les ions chlorures :

$$C_1 = 3 * 10^{-2} * C_{Cl} \text{ (gCl/gsol).}$$

$C_2 = C_1 * d$ où C_2 est la concentration en gCl/cm³ et d la densité du prélèvement en g de sédiment/ cm³

$C_3 = C_2/\theta$ avec C_3 la concentration en gCl/cm³ eau et θ l'humidité volumique du sédiment en cm³ eau/ cm³

III. 3. 3 Résultats

III. 3. 3.1 Granulométrie

Le tableau 16 donne la granulométrie de la zone non saturée en fonction de la profondeur du prélèvement. Le profil présente une composition moyenne de 54% de sable grossier, 43% de sable fin et 3% de limon et d'argile. La distribution verticale n'est cependant pas homogène (Figure 23) et le profil semble présenter une stratification selon le taux de limon argileux.

Chapitre III

Tableau 16 : Pourcentage de sable grossier, de sable fin et de limon argileux dans le profil de la zone non saturée en fonction de la profondeur

Prof (cm)	%Sable grossier	%Sable fin	%Limon et argile	Densité (gsed/cm ³)
0	36,15	60,30	3,55	1,25
5	37,98	58,10	3,92	1,12
8	42,01	50,02	7,97	0,87
11	41,45	48,74	9,81	1,09
14	52,82	42,94	4,24	1,42
18	50,16	38,74	11,10	1,12
25	52,46	44,51	3,03	1,3
30	57,31	42,23	0,46	1,11
36	56,35	42,41	1,25	1,38
40	50,94	47,10	1,96	1,11
60	60,82	38,25	0,93	1,04
70				1,24
76	66,95	32,27	0,78	1,24
80	69,08	30,59	0,33	1,23
93	61,00	39,00	0,00	1,25
110	69,99	29,05	0,97	1,13
122	57,63	42,37	0,00	1,18
133	58,20	41,80	0,00	1,18

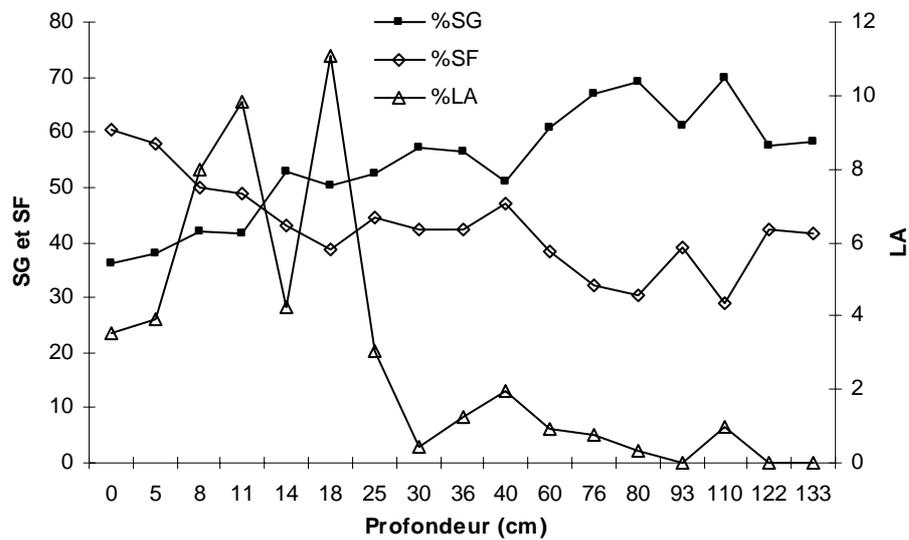


Figure 23 : Variation de la granulométrie en fonction de la profondeur ((SG et SF sont respectivement sables grossiers et fins, LA= limon-argileux.)

III. 3. 3.2 Humidité volumique du sol

L'humidité volumique fut déterminée en faisant le produit de l'humidité pondérale de chaque échantillon par sa densité pour les deux périodes d'échantillonnage.

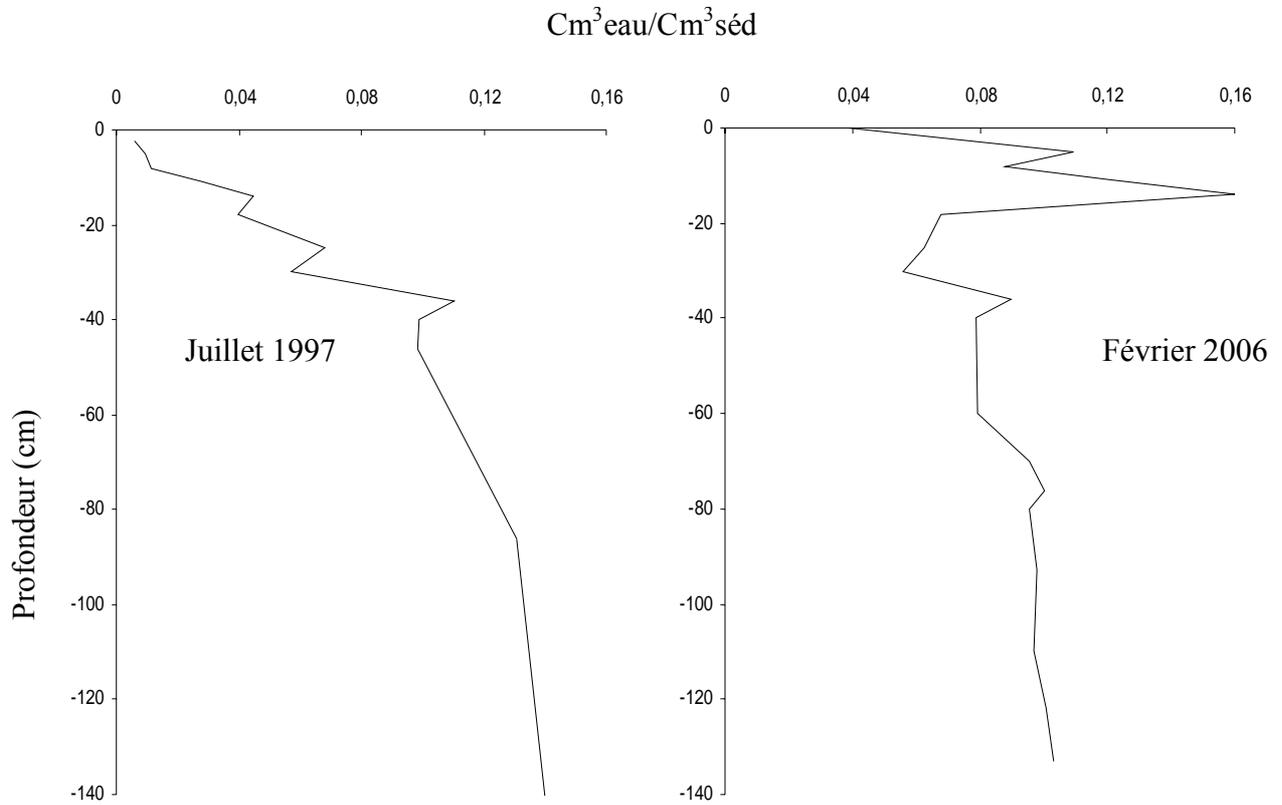


Figure 24. Variation de l'humidité volumique du sol en fonction de la profondeur et durant les deux périodes.

Les profils d'humidité volumique pour les deux périodes d'échantillonnage présentent des variations différentes (Figure 24). En juillet 1997, l'humidité volumique est faible en surface et augmente progressivement avec la profondeur pour se stabiliser quasiment en deçà de 100 cm. La teneur totale en eau, de la surface à la profondeur 133 cm est de $14,77 \text{ g eau} / \text{cm}^2$ de sédiment en cette période. Par contre en février 2006, l'humidité volumique du sol augmente de la surface et atteint un pic à 14 cm de profondeur. Elle décroît ensuite pour se stabiliser à partir de la profondeur 36 cm. La teneur totale en eau est de $12,28 \text{ g eau} / \text{cm}^2$ de sédiment de la surface à 133 cm de profondeur.

III.3. 3.3 Profil des ions chlorures

Le profil des ions chlorures obéit plus ou moins à la forme caractéristique observée sur des sols soumis à l'évaporation. Les concentrations en ions chlorures sont faibles en surface, et les pics de concentration sont enregistrés respectivement à 11 cm en juillet 1997 ($9,6.10^{-3}$ g/cm³) et à 14 cm en février 2006 ($5,14.10^{-3}$ g/cm³) (figure 25). Au delà de ces profondeurs, l'eau diffuse en phase vapeur. La concentration décroît ensuite jusqu'à 40 cm de profondeur en juillet où elle est à $7,2.10^{-4}$ g/cm³ et varie peu par la suite en profondeur. En février, la diminution de la concentration est bien marquée jusqu'à la profondeur 60 cm où on enregistre une valeur de $5,5.10^{-4}$ g/cm³. La variation de la concentration reste négligeable par la suite. Nous délimitons ainsi les trois zones dans le profil pour les deux périodes :

En juillet 1997, la zone de diffusion vapeur est localisée au dessus de 11 cm, la zone de transfert mixte entre les profondeurs 11 et 40 cm et la zone de transfert liquide en deçà de 40cm. Ces mêmes zones sont respectivement localisées France de 14 cm, entre 14 et 60 cm et en deçà de cette profondeur pour février 2006.

Le pouvoir évaporatoire du climat de la plaine de Tafilalet est maximal en juillet (Bouhlassa et Paré, 2006). La partie superficielle du sol s'assèche et le mouvement ascendant de l'humidité du sol par capillarité devient prédominant entraînant avec elle les ions chlorures. Par conséquent, la teneur en eau volumique du profil est importante en cette période et la profondeur du front d'évaporation est faible. Lorsque la demande climatique dévient faible, la diffusion moléculaire en profondeur due au gradient de concentration l'emporte sur la remontée capillaire. D'où l'augmentation de la profondeur du front d'évaporation et la diminution de la teneur en eau volumique du profil en février à partir de 40 cm, la teneur volumique en eau augmentant en surface.

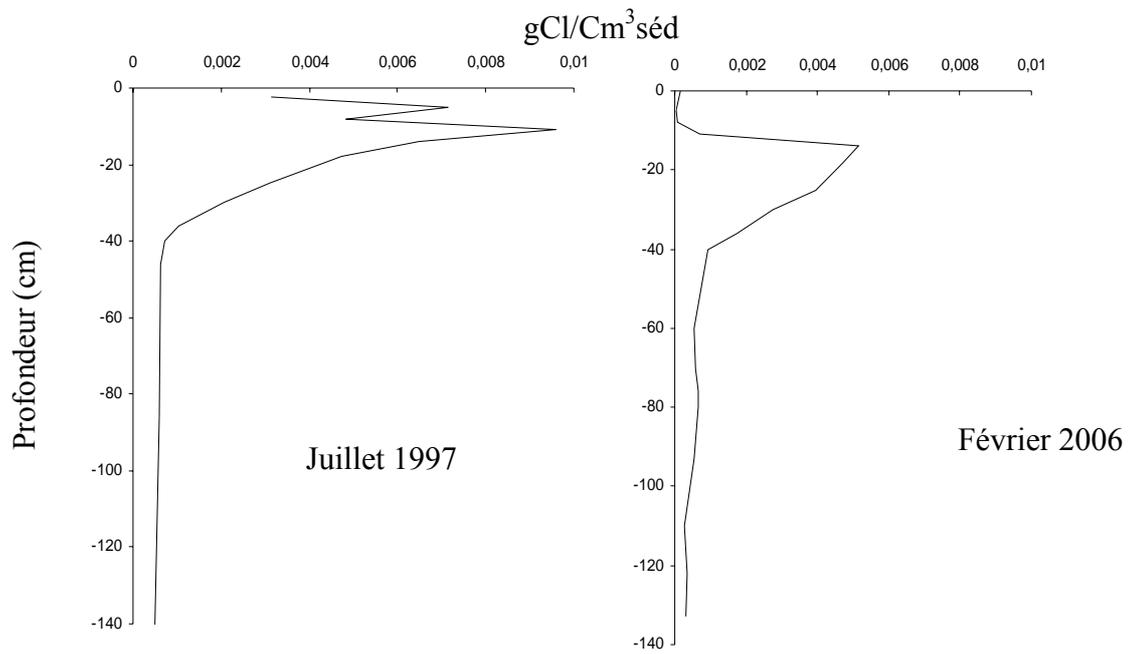


Figure 25 : Profil des ions chlorures (g de Cl par cm³ de sédiment)

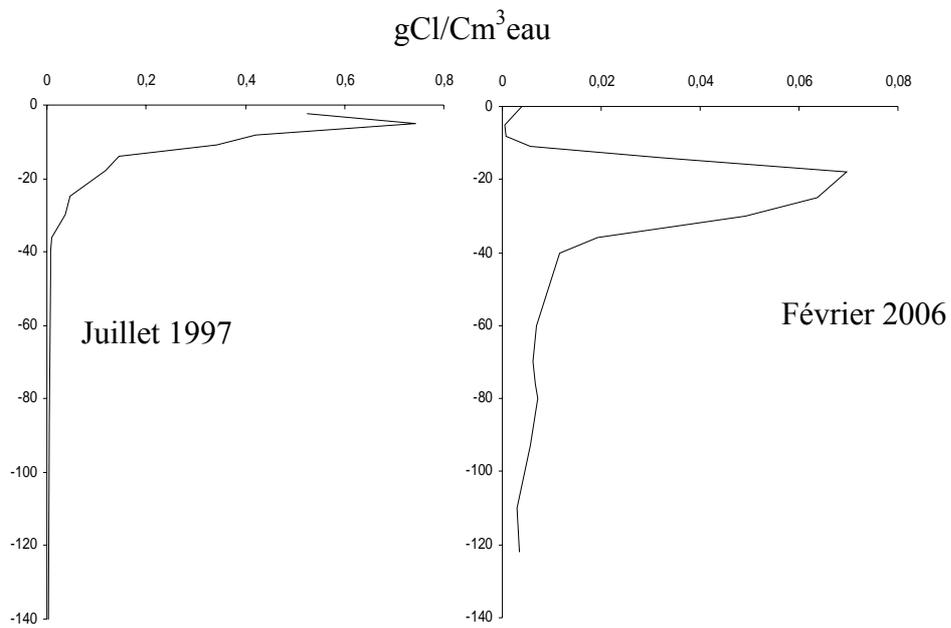


Figure 26 : Profil des ions chlorures (g de Cl par cm³ eau)

III.3.3.4 Inventaire en chlorure

L'évaporation se produit dans la zone de transfert mixte (liquide-vapeur). En utilisant l'équation 13, nous avons déterminé la quantité d'ions chlorures déposée dans cette zone suite à l'évaporation de l'eau de la ressource pour les deux périodes. Elle vaut $10,84.10^{-2}$ g.cm⁻² en juillet 1997 et $10,10.10^{-2}$ g.cm⁻² en février 2006 soit une différence de $7,4 \cdot 10^{-3}$ g.cm⁻². Selon Taupin (1995), on devrait s'attendre à une augmentation entre ces deux périodes. Ce résultat montre qu'il n'y a plus de salinisation de la zone non saturée mais un éventuel équilibre dans la distribution des ions chlorures dans le profil. La concentration de la ressource est de 4 g/l. En se servant de l'équation 12, la quantité d'eau perdue par évaporation entre février et juillet est de 18,5mm. L'évapotranspiration de référence entre février et juillet dans la zone d'étude représente 62% du total annuel (Bouhlassa et Paré, 2006). Considérant qu'un équilibre quasi stationnaire s'établit entre l'évaporation du sol et la demande climatique, la quantité annuelle d'eau évaporée du sol serait de 29,8mm.

Le cumul de la quantité de sel déposée dans le profil en fonction du cumul d'eau dans le profil est variable selon les dates de carottages (Figure 27). Il se dégage néanmoins des tranches de sol avec de bonnes corrélations entre le cumul de sel déposé et le cumul d'eau résiduelle dans la zone non saturée. En effet, ces courbes peuvent se décomposer en segments rectilignes comme le montrent les figures 28 et 29 relatives respectivement aux situations en juillet et en février.

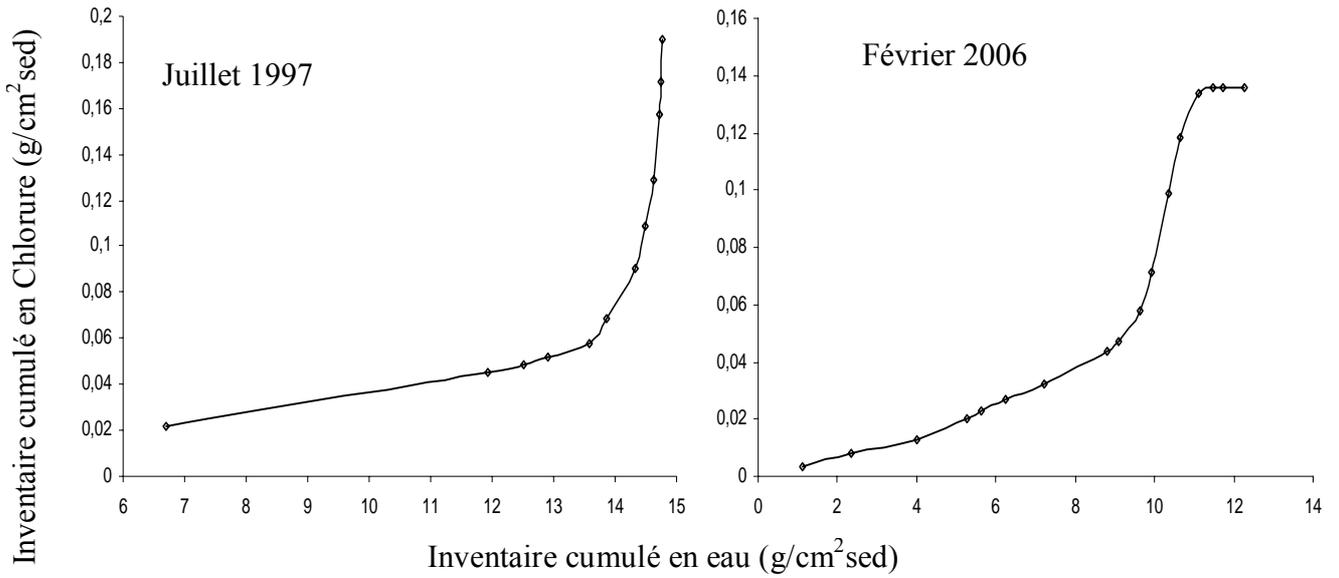


Figure 27. Inventaire cumulé en ions chlorures en fonction de l'inventaire cumulé en eau pour les deux périodes

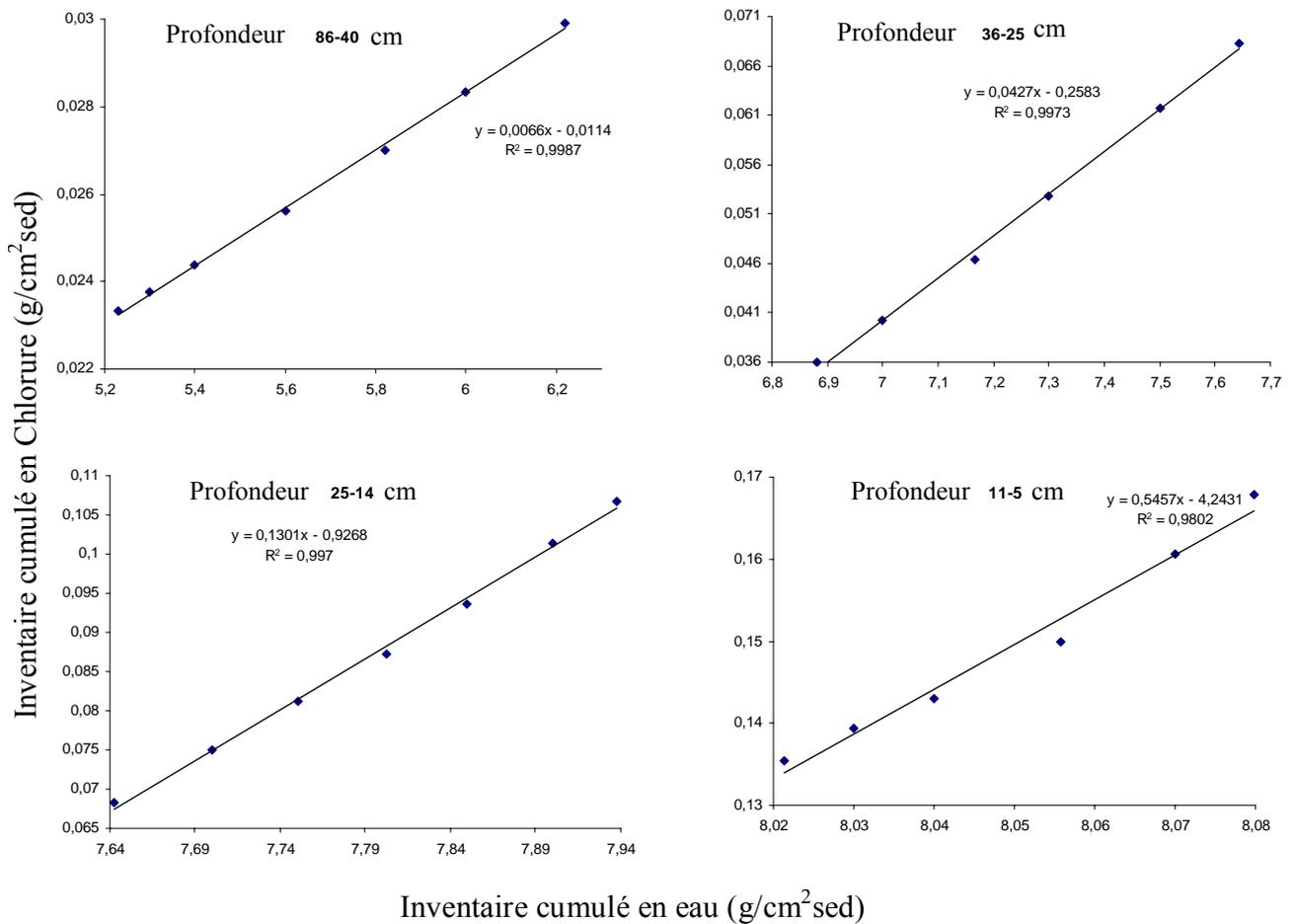


Figure 28. Stratification de l'évaporation cumulée en fonction du cumul d'eau résiduelle dans la zone non saturée en Juillet.

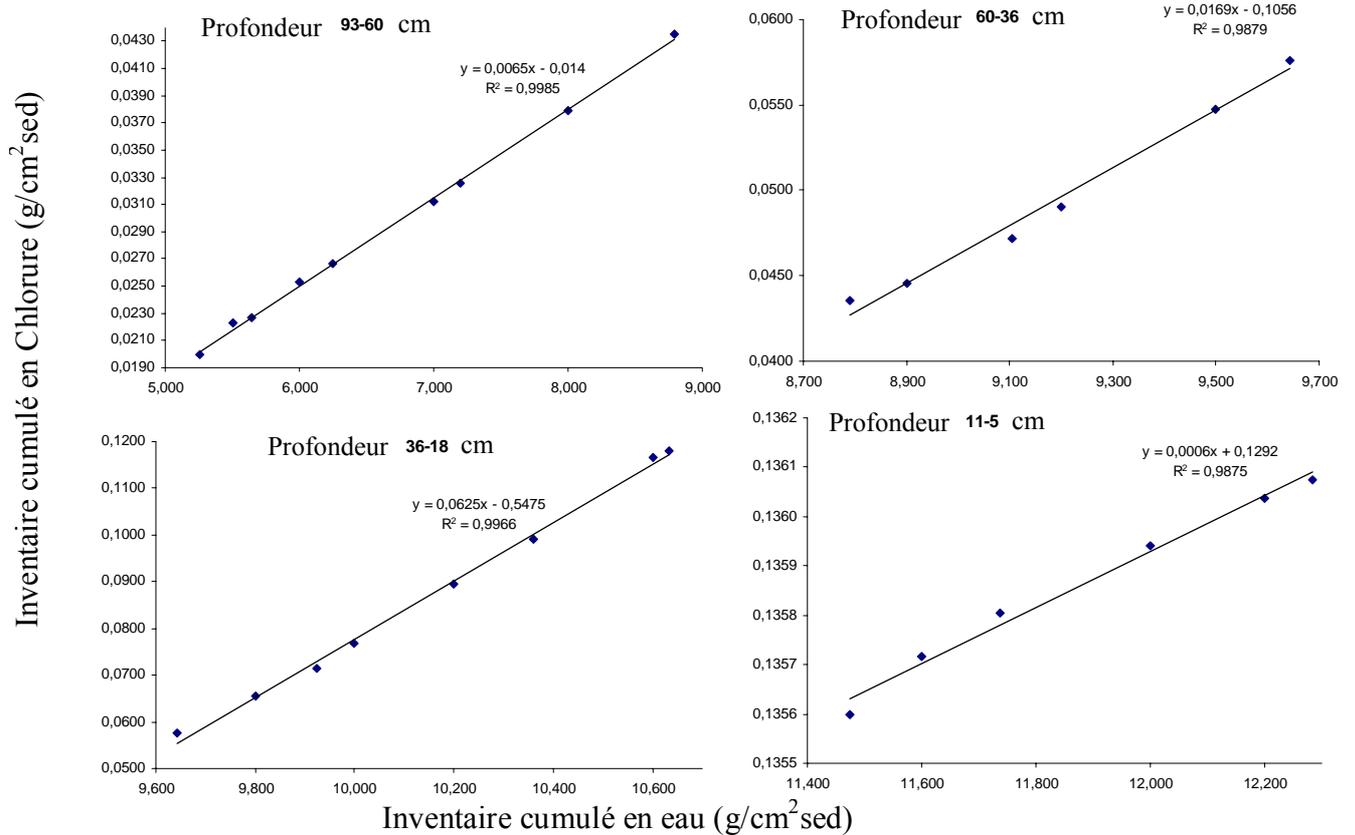


Figure 29. Stratification de l'évaporation cumulée en fonction du cumul d'eau résiduelle dans la zone non saturée en Février.

Les remarques suivantes se dégagent à partir de ces courbes. La même quantité de sel se dépose en fonction du cumul d'eau résiduelle en deçà de 40 cm en juillet et 60 cm en février. Les pentes des droites de corrélation sont en effet quasi identiques ($\approx 0,0065$). Ce dépôt demeure cependant faible. Le taux de stockage de sel est maximum entre les profondeurs 36 et 14cm en février et France de 25cm en juillet, le dépôt étant toutefois plus important en juillet qu'en février.

Cette stratification semble être en corrélation avec la texture du profil. Les différents pics du pourcentage en limon et argile apparaissent aux profondeurs suivantes : 110 cm, 40 cm, 18cm et 11cm. Le plus grand ratio de limon-argileux étant à 18cm avec 11,10% (Figure 30). Les strates de concentration en chlorures sont bien limitées par ces pics en février, période de l'année où la demande climatique est faible. En juillet, où le pouvoir évaporant de l'atmosphère est le plus important dans la région, nous remarquons une

accumulation importante de sel dans la zone à fort ratio de limon et argile située à 18cm, les autres pics de limon-argile délimitant bien les tranches de couches de sol où les corrélations linéaires entre l'inventaire en sel et l'eau résiduelle sont élevées.

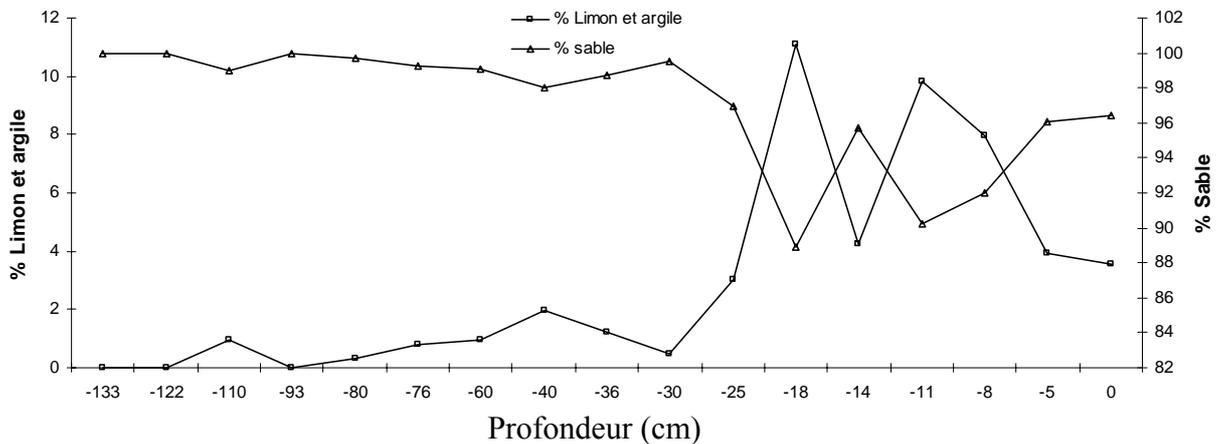


Figure 30. Taux de sable et de limon et argile en fonction de la profondeur

III.3.3.5 Application du modèle de Barnes et Allison

L'effet des précipitations étant négligeable, il n'y a pas de lessivage des sels accumulés dans le profil. Dans ces conditions, un état d'équilibre physico-chimique entre la remontée capillaire et la diffusion moléculaire s'établit dans la zone non saturée. L'application du modèle de Barnes et d'Allison dans la zone de transfert en phase liquide dominante (Figure 31) permet ainsi de calculer le flux annuel d'eau perdu par évaporation à travers la zone non saturée. La diffusivité des ions chlorures dans le sol à partir d'une solution de NaCl à la température de 30°C est de $1.77 \cdot 10^{-9} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ (Allison et Barnes, 1985). Une tortuosité supérieure ou égale à 0,6 semble convenir à la région d'étude sachant que ce paramètre varie entre 0,3 pour une argile pure et 0,7 pour un sable grossier (Allison et Barnes, 1982). Nous avons utilisé les valeurs de 0,6 et 0,67 communément employées pour les sols à texture sableuse dominante (Taupin, 1995).

Le flux évaporatoire calculé avec ces deux tortuosités donnait respectivement 32,5 et 36,3 mm en juillet et 20,5 et 22,9 mm en février.

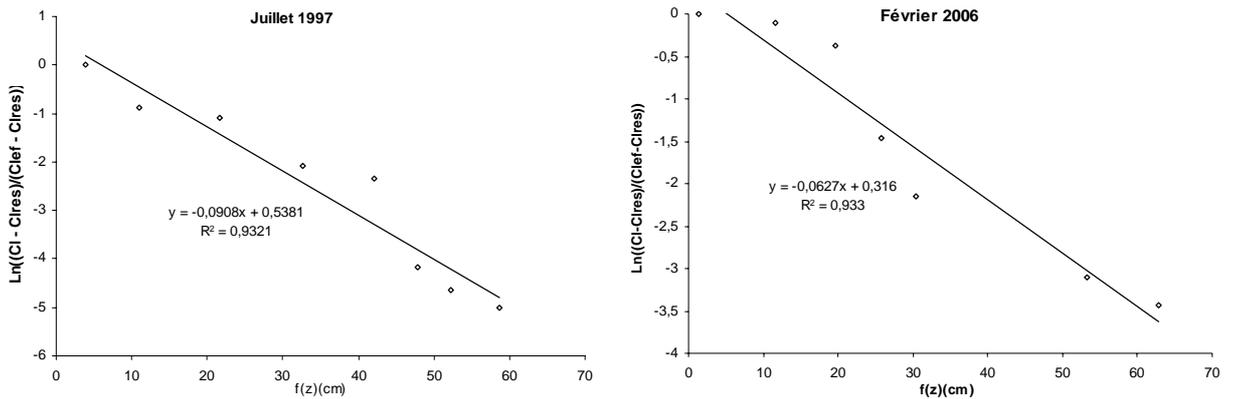


Figure 31 Corrélation entre $\ln \left\{ \frac{[Cl^-] - [Cl^-]_{res}}{[Cl^-]_{ef} - [Cl^-]_{res}} \right\}$ et $f(z)$

Bien que ce modèle conduise à l'estimation de l'évaporation annuelle, les valeurs différentes obtenues mettent bien en évidence l'impact, de l'état d'équilibre entre le mouvement ascendant des sels par capillarité et leur mouvement descendant par diffusion, sur la validité de ces résultats. Les résultats dépendent fortement de la période d'échantillonnage et/ou de la demande évaporatoire climatique régnante. Les valeurs obtenues, montrent toutefois, clairement une variation de l'évaporation entre février et juillet en quasi parfaite corrélation avec la variation de la demande climatique dans la même période. En effet, cette dernière, comme il a déjà été signalé, est de près de 62%.

La différence d'évapotranspiration entre juillet et février rapportée à l'évaporation en février est du même ordre de grandeur ($\approx 63\%$), ou autrement l'évaporation déterminée en juillet est de l'ordre de 63% supérieure à celle estimée en février. Ces données démontrent *à posteriori* la validité du modèle en absence de lixiviation par infiltration à la condition de prendre en considération l'état de la demande évaporatoire climatique et de la profondeur de la table d'eau au moment de l'échantillonnage. Quand la table d'eau est profonde ($> 8m$) comme dans le cas qui nous a préoccupé, la variable demande climatique semble le facteur primordial dans l'équilibre entre la capillarité et la diffusion. Les valeurs ainsi obtenues reflètent l'évaporation à travers la zone non saturée dans les conditions climatiques du moment. L'évaporation en juillet constituerait, de ce fait, une valeur optimale alors que celle de février plutôt une valeur minimale.

III.4 Conclusion

Il ressort de cette étude du profil des ions chlorures une distribution différente du taux d'humidité et de la concentration des ions chlorures selon la période et selon la profondeur. Le pouvoir d'évaporation de l'atmosphère semble prépondérant dans le processus de décharge de la nappe par évaporation à travers la zone non saturée du sol. En effet, plus la demande climatique est importante en juillet, plus la profondeur du front d'évaporation est faible, la teneur en eau du profil importante, le flux évaporatoire et la quantité de sel stockée importants, et plus l'humidité dans la partie superficielle du profil baisse considérablement. Il n'en va pas de même en février, période de l'année caractérisée par une évapotranspiration de référence faible. La profondeur du front d'évaporation est plus grande qu'en juillet et le flux évaporatoire est plus faible en février qu'en juillet.

L'évolution de cette évaporation à travers la zone non saturée présente cependant une stratification liée à la teneur en limon et argile ou à la texture du sol.

Bibliographie de la partie III.

Allison, G. B. and Barnes, C. J. (1985). Estimation of evaporation from a normally dry Lake Frome in South Australia. *J. Hydrol.* 78, 229-242

Allison, G. B., Stone, W. J., and Hughes, M. w., 1985. Recharge in karst and dune elements of a semi-arid landscape as indicated by natural isotopes and chloride. *J. Hydro.* 76 : 1-26.

Aranyossy, J. F. (1978). Contribution à l'étude des transferts d'eau et de solutés dans la zone non saturée par traçage cationique et isotopique. *Thèse de 3^{eme} cycle*, Univ. Paris VI, 132 pp

Asghar, M. N., 1996. Computer simulation of salinity control by means of an evaporative sink. PhD thesis. University of Newcastle upon Tyne, UK.

Ashraf, M., 1997. Dynamics of soil water under non-isothermal conditions. PhD thesis. University of Newcastle upon Tyne, UK.

Ashraf, M., 2000. Water movement through soil in response to water-content and temperature gradients; evaluation of the theory of Philip and de Vries (1957). *Journal of Engineering and Applied Sciences, Pakistan* 19,37-51.

Bastiaanssen, W.G.M., Kabat, P., Menenti, M., 1989. A New Simulation Model of Bare Soil Evaporation in deserts, EVADES. ICW Note 1938. The Win and Staring Centre, The Netherlands.

Bath A.H., Entwisle D., Ross C.A.M., Cave M.R., Eberhard F.W., Matthew F., Reeder S., Green K.A., Mc Ewen T.J. et Darling W.G., 1988. Geochemistry of pore-waters in mudrock sequences. Evidence for groundwater and solute movements. In *Hydrogéologie et surété des depots de dechets radioactifs et industriels toxiques*. Document BRGM, 160, pp 87-97

Black, T. A., Gardner, W. R. and Thurtell, G. W. (1969). The prediction of evaporation, drainage and soil water storage for a bare soil. *Soil Sci Soc. Am. Proc* 33, 665-660.

Bouhlassa S. et Paré S., 2006. Evapotranspiration de référence dans la région aride de

Chapitre III

Tafilalet au Sud-Est du Maroc. AJEAM-RAGEE Vol. 11 April 2006 ; pp 1-16

Bresler, E. (1973). Simultaneous transport of solutes and water under transient unsaturated flow conditions. *Water Resour. Res.*, 9 : 975-986

Dahmane D. (1992). Caractérisation géochimique et isotopique des eaux souterraines et estimation du taux d'évaporation, dans le bassin du Chott Chergui (zone semi-aride) Algérie, *Thèse de doctorat*, Univ. Paris XI, France

Doering, E. J., Reeve, R. C. and Stockinger, K. R. (1963). Salt accumulation and salt distribution as an indicator of evaporation from fallow soils. *Soil Sci.*, 97, 312 – 319

Fontes J,CK., Allison G.B. and Yousfi M., (1986). Estimation of long-term diffuse groundwater discharge in the northern Sahara using stable isotope profiles in soil water. *J. Hydrol.*, 86, 315-327

Gardner, W.R., 1958. Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with applications to evaporation from a watertable. *Soil Science* 85, 228-232.

Gardner, W. R. and Fireman N. (1958). Laboratory studies of evaporation from soil columns in the presence of water table. *Soil Sci.* 85, 244 – 249

Gouvea, S. R., (1980). Migration des sels et des isotopes lourds à travers des colonnes de sédiment non saturé sous climat semi-aride. *Thèse de 3^{ème} cycle*, Univ. Paris VI, France

Gowing, J. W. and Asghar, M. N., 1996. Computer simulation of salinity management by means of an evaporative sink (dry drainage), *Proceedings of the Sixth ICID Drainage Workshop, Ljubljana, Slovenia: Drainage and Environment 1996* pp. 437-447

Gowing, J. W., Konukcu, F. and Rose, D.A 2006. Evaporative flux from a shallow watertable: The influence of a vapour-liquide phase transition. *Journal of Hydrology* 321 (2006) 77-89

Hassan F. A. et Ghaibeh A. Sh. (1977). Evaporation and salt movement in soils in the

Chapitre III

presence of water table. *Soil Sci.* 41, 470 – 478

Hillel, D. (1974). *L'eau et le sol – principes et processus physiques-* Traduction de Backer L. W., Ed Wander, 288 pp.

Jusserand C., 1980. Extraction de l'eau interstitielle des sédiments et des sols, comparaison des valeurs de l'oxygène 18 par différentes méthodes, premiers résultats. *Catena*, Braunschweig, 1980, vol 7, 87-96

Jusserands C., 1980. Extraction de l'eau interstitielle des sédiments et des sols, comparaison des valeurs de l'oxygène 18 par différentes méthodes, premiers résultats. *Catena*, Braunschweig, 1980, vol 7, 87-96

Jalil E. K. and Goldhaber M. (1973). A sediment squeezer for removal of pore waters without air contact. *J. of Sedimentary Petrology*, Vol. 43, N° 2, p, 553 – 557

Konukcu, F. 1997. Upward transport of water and salt from shallow saline watertables. PhD thesis. University of Newcastle upon Tyne, UK.

Konukcu, F., Gowing, J.W., Rose, D.A., 2002. Simple sensors to achieve fine spatial resolution in continuous monitoring of soil moisture and salinity. *Hydrology and Earth System Sciences* 6, 1043-1051.

Konukcu, F., Istanbuloglu, A., Kocaman, L., 2004. Determination of water content in the drying soils: incorporating transition from liquid phase to vapour phase. *Australian Journal of Soil Research* 42, 1-8.

Konukcu, F., Istanbuloglu, A., Kocaman, L., 2003. Simultaneous use of newly adopted simple sensors for continuous measurements of soil moisture and salinity. *Australian Journal of Soil Research* 41, 309-321.

Margat J., (1977). Etude hydrogéologique du bassin Quaternaire de Tafilalet. *Ressources en Eau du Maroc*, p.310-380.

Menenti, M., 1984. Physical aspects and determination of evaporation in deserts applying

Chapitre III

remote sensing techniques, ICW Report 10. ICW, Wageningen, The Netherlands.

Menenti, M., 1984. Physical aspect and determination of evaporation in deserts applying remote sensing techniques, ICW Report 10. ICW, Wageningen, The Netherlands

Moore, R. E. (1939). Water conduction from shallow water tables. *Hilgardia* 12, 383 – 426

Parnela J.M., Aguiar M.R and Golluscio R.A, (1991). Evaporation estimate in arid environments: an evaluation of some methods for the Patagonian steppe. *Agric. For. Meteorol.* 55, 127-132; Yunusa I.A.M

Peck, A. J., Johnson, C. J. and Williamson D. R. (1981). Analyses of solute distributions in deeply weathered soils. *Agric. Water Management*, 4: 83 – 102

Phillips, F. M., Mattick, J. L., and Duval, T. A., 1988. Chlorine 36 and tritium from nuclear weapons fallout as tracers for long-term liquid movement in desert soils. *Water Resour. Res.*, 24: 1877-1891.

Rose C. W. (1968). Evaporation from bare soil under high radiation conditions trans. Intern. Cong. Soil Sci., Adelaide, 9th, I. 57 – 66

Rose, D.A., Konukcu, F., Gowing, J.W., 2005. Effect of watertable depth on evaporation and salt accumulation above saline groundwater. *Australian Journal of Soil Research* 43,565-573.

Sajjad, M. I., asneem, M. A., Hussain, S.D., Seiler, K.P. and Saiyid-ud-Zafar, M. (1993). Estimation of flow velocities and salt movements in unsaturated zone using isotopic and conventional techniques. *The Science of Total Environment*, 138 (1993) 235-247

Scalon, A. B., 1991. Evaluation of moisture flux from chloride data desert soils. Bureau of Economic Geology, The University of Texas at Austin, Austin

Sedgeley R.H. and Tennant D. (1994). Evaporation from bare soil in south-western Australia: A test of two models using lysimetry. *Aust. J. Soil. Res.* 32, 437-446.

Chapitre III

Shaw C. et Smith A. (1927). Maximum height of capillary rise starting with a soil at capillary saturation. *Hilgardia* 2, 399 – 409

Taupin, J.D. (1995). Comparison of isotopic (^{18}O and ^2H) and chemical (Cl^-) methods to calculate the dry season evaporation rate near surface groundwater in Sahelian region, Niamey (Niger). IAHS Publ, N° 232, 1995.

Willis W. O. (1960). Evaporation from layered soils in the presence of water table. *Soil Sci.*, 24, 239 - 242

Woods P.H., 1990. Evaporative discharge of groundwater from the margin of the great artesian basin near lake Eyre, South Australia. A thesis submitted for the degree of doctor Philosophy. Univ. of South Australia, 368p.

CONCLUSION GÉNÉRALE

CONCLUSION GENERALE

Il ressort de cette étude que l'évapotranspiration de référence estimée par la méthode de Penman-Monteith-FAO dans la région est très importante. Elle atteint 1640mm par an soit 4,48mm/j, valeur toujours supérieure aux précipitations. Le paramètre présente une variabilité inter-annuelle et intra-annuelle importante. Il est faible en hiver, important en été et atteint son pic en juillet qui correspond à 13,48% du total annuel de la valeur.

Les autres méthodes faisant appel à moins de données donnent des estimations variées par rapport à celle de Penman-Monteith-FAO. Des quatre méthodes examinées dans cette étude qui se fondent sur la température, seule Thornthwaite sous-estime l'évapotranspiration à l'échelle annuelle avec un cumul de 1311mm. Elle surestime cependant le paramètre en juillet et en août, mois secs et où les températures moyennes journalières dépassent 30°C et conduit à de résultats acceptables en septembre et en juin. Blaney-Criddle et Blaney-Criddle « Soil Conservation Service » sur-estiment l'évapotranspiration annuelle mais conduisent respectivement à une bonne estimation du paramètre en mars et en février. Ils sous-estiment respectivement les évapotranspirations en avril-mai-juin et en mars-avril-mai. La méthode de Kutch sur-estime le paramètre toute l'année.

Les modèles basés sur la température et l'insolation sous-estiment généralement l'évapotranspiration annuelle. Seule la méthode de Hargreaves la sur-estime considérablement toute l'année avec un cumul de 5107mm par an. Priestley-Taylor sous-estime le paramètre toute l'année et aboutit aux plus faibles valeurs parmi toutes les méthodes mises en œuvre dans cette étude avec un total annuel de 1195mm. Bien que sous-estimant l'évapotranspiration à l'échelle annuelle avec un total de 1283mm, la méthode de Jensen-Haise modifiée conduit à de très bonnes estimations en décembre et en janvier et une bonne estimation en novembre. La valeur obtenue avec la formule de Jensen-Haise (1549 mm/an) est inférieure à celle obtenue par le modèle de Penman-Monteith-FAO. Elle est surtout faible en mars, avril et mai, mais élevée en juillet et très concordante le reste de l'année, et plus particulièrement en décembre et en janvier. Le $t_{\text{statistique}}$ calculé (2,52) autorise le recours à cette formule pour le calcul de l'évapotranspiration de référence en lieu et place de la méthode de Penman-Monteith-FAO

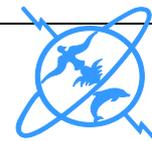
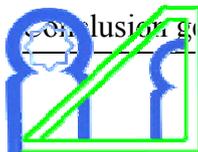
lorsque l'on ne dispose que de la température et de l'insolation comme données climatiques.

L'examen de l'usage des valeurs moyennes à long terme des paramètres climatiques pour remplacer les données manquantes fait ressortir que l'utilisation de la température et de l'humidité relative moyennes sur le long terme donne une bonne estimation de l'évapotranspiration de référence. De même, l'emploi de l'insolation moyenne aboutit généralement à une estimation correcte de cette évapotranspiration. Lorsque les relevés de ces paramètres présentent des lacunes, celles-ci pourraient être surmontées par l'utilisation de la valeur moyenne sur une période relativement longue. Par contre le recours ou l'usage de la vitesse moyenne des vents sur une longue période aboutit à une surestimation de l'évapotranspiration de référence.

L'examen de l'impact des paramètres climatiques caractéristiques des zones arides, démontre clairement les effets conjugués et importants de la vitesse du vent et de l'humidité relative sur les valeurs de Eto saisonnières calculées par le modèle de Penman-Monteith-FAO. L'augmentation de la vitesse du vent qui s'accompagne d'une diminution de l'humidité relative dans les zones arides se traduit par une forte augmentation de cette Eto. Il en résulte qu'une meilleure appréciation de la variation de Eto dans l'année, requiert une intégration des paramètres climatiques caractéristiques des zones arides dont notamment la température, l'insolation, l'humidité relative et la vitesse du vent.

L'étude de l'évaporation à travers la zone non saturée par l'examen du profil des ions chlorures révèle une distribution différente de ces ions entre juillet 1997 et février 2006. La quantité de sel accumulée dans le profil n'augmente pas de juillet 1997 à février 2006. Cela serait dû à une compétitivité, régie par la demande évaporatoire climatique entre le flux capillaire ascendant et le flux descendant par diffusion moléculaire. Le profil présente trois parties : la zone de diffusion liquide en profondeur, la phase mixte liquide-vapeur limitée à sa partie supérieure par le front d'évaporation et la zone de diffusion vapeur en surface. Le front d'évaporation se déplace en fonction de l'évapotranspiration de référence. Plus elle est importante, plus la profondeur du front est faible et vice versa. L'application du modèle d'Allison et Barnes avec les valeurs de tortuosité de 0,6 et 0,67 donne respectivement des valeurs de flux évaporatoires de 32,5 et de 36,3 mm/an en juillet et de 20,5 et 22,9 mm/an en février. Ces valeurs constituent des estimations limites de l'évaporation à travers la zone non saturée et reflètent l'impact de la demande climatique sur l'évaporation : l'évaporation

est maximale en juillet où la demande climatique est la plus élevée et minimale en février qui correspond à une demande climatique faible sinon la plus faible. Ces résultats confirment *à posteriori* l'existence d'un quasi équilibre annuel dans la zone non saturée entre la montée capillaire et la diffusion moléculaire, valident la mise en oeuvre du modèle d'Allison mais apportent pour la première fois à notre connaissance, une contribution sur la base de mesures concrètes, qui démontre les limites du modèle. En effet les résultats du modèle ne représentent pas la perte annuelle par évaporation, mais une valeur moyenne qui fluctue entre un maximum lorsque la demande climatique est à son paroxysme et un minimum lorsqu'elle est au plus bas : le profil des chlorures est largement tributaire de la demande climatique lorsque la table d'eau est à plus de quelques mètres.

**THÈSE DE DOCTORAT****D0****DOCTORAT****Résumé de la Thèse**

Discipline : Chimie

Spécialité : Radiochimie environnementale

UFR : Environnement, Radiochimie, Rayonnement

Responsable de l'UFR : S. Bouhlassa

Période d'accréditation : 97/01 puis 01/05

Titre de la thèse : Contribution à la détermination d'un terme du bilan hydrologique dans la région d'Errachidia-Tafilalet : Evaluation de l'évapotranspiration de référence et de l'évaporation à travers la zone non saturée de la plaine de Tafilalet

Prénom, Nom : Paré Samuel

Une gestion durable des ressources en eau nécessite une bonne maîtrise des termes du bilan hydrologique. Dans la région aride de Tafilalet au Sud-est du Maroc qui souffre d'une pénurie dû à la rareté des précipitations et d'une demande en eau sans cesse croissante sous l'effet de la pression de la démographie et de l'activité agricole, l'évapotranspiration constitue le facteur de perte hydrique le plus important. L'évapotranspiration de référence (Eto) est estimée par les relevés recueillis sur le bac d'évaporation et par un ensemble de neuf méthodes physiques et empiriques basées sur les données climatiques et météorologiques. Les chroniques climatiques couvrent une période de 106 mois.

Les résultats obtenus par le modèle de Penman-Monteith-FAO utilisé comme modèle de référence démontrent l'importance de l'évapo-transpiration: 1640 mm/an soit 4,48 mm/j, valeurs toujours supérieures aux précipitations. L'analyse comparée des résultats en utilisant la statistique de Jacovides et de Kontoyiannis montre que seule la méthode de Jensen-Haise reflète le mieux l'Eto de référence. La comparaison des résultats des modèles montre l'impact considérable de la vitesse du vent sur Eto. Lorsque les données de la température, de l'humidité relative et de l'insolation présentent des lacunes, celles-ci peuvent être surmontées par l'utilisation des valeurs moyennes à long terme sans grand effet sur Eto. Par contre, l'emploi des moyennes mensuelles sur le long terme de la vitesse du vent aboutirait à une surestimation de l'évapotranspiration.

La maîtrise du taux et du phénomène qui régit l'évaporation de la ressource à travers la zone non saturée est essentielle pour la connaissance du mécanisme de salinisation de l'eau et des sols. Son étude dans cette zone par l'examen du profil des ions chlorures révèle l'impact prépondérant de la demande évaporatoire climatique sur le phénomène. Plus elle est importante, plus la profondeur du front d'évaporation est faible, la teneur en eau du profil importante, le flux évaporatoire et la quantité de sel stockée importants. L'application du modèle d'Allison et Barnes avec les valeurs de tortuosité de 0,6 et 0,67 donne respectivement des valeurs de flux évaporatoires de 32,5 et de 36,3 mm/an en juillet et de 20,5 et 22,9 mm/an en février. Les résultats du modèle représentent une évaporation moyenne qui fluctue entre un maximum et un minimum selon que la demande climatique est maximale ou minimale : le profil des chlorures est largement tributaire de la demande climatique lorsque la table d'eau est à plus de quelques mètres. Les résultats obtenus valident le modèle mis en œuvre et précisent les conditions de son utilisation et la signification de ces valeurs de l'évaporation qui en découlent.

Mots-clefs (5) : Evapotranspiration ; Evaporation ; Zone non saturée ; Demande climatique ; Tafilalet.

Chapitre III