



République Algérienne démocratique et populaire
Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique



Université Ammar Telidji de Laghouat

Faculté de technologie
Département de génie civil

Mémoire de Master

Présent par : Omar Souissi

Domaine : Hydraulique

Option: Ressources hydrauliques

Thème

Cartographie de l'Évapotranspiration annuelle à l'échelle d'un bassin versant (cas du bassin versant de Brezina w D'El Bayadh)

Jury de soutenance:

Nom et prénom:

Djehich A

Stamboul M

Yamani K

qualité

Examineur

président

Encadreurs

promotion : s^ép 2020/2019

Remerciements

Au terme de ce travail, nous ne manquons d'adresser mes sincères remerciements à tous ce qui ont contribué de près ou de loin, à la réalisation de ce mémoire.

Ma premières reconnaissances sont adressées tout d'abord à mon promoteur, Yamani Keira, de part son suivi continu et ces conseils fructueux et judicieux. Il m'a permis d'élaborer cette thèse et qui sans aides, ce travail n'aurait point vu de jour.

Je voudrais également remercier les membres de jury, pour avoir bien voulu lire, commenter et débattre mon travail.

Mes remerciements et mes reconnaissances s'adressent aussi à tous les enseignants de la faculté des sciences et technologie.

Enfin, je tiens à remercier tous mes amis qui m'ont aidés et encouragés pour réaliser ce travail et lève la tête Jamal ben Gusmia.

Je dédie ce modeste travail à ceux qui me

Sont les plus chers au monde:

A mes très chers parents, qui ont

su m'élever, Et m'orienter vers le

droit chemin,

C'est également l'exemple des parents généreuses qui ont sacrifiée jour après jour pour notre bonheur, qu'elle trouve ici le témoignage de ma profonde reconnaissance.

A mes collègues dans l'étude.

Omar Souissi

Résumé

A climat en majorité aride et semi-aride, l'Algérie a décidé de réagir, à travers la définition et la mise en place d'une nouvelle stratégie de gestion de l'eau par « bassin ». Cette stratégie a pour objectif d'optimiser les systèmes de mobilisation, de stockage et d'exploitation de cette ressource vitale pour le bien-être de l'homme et sa stabilisation. S'étendant sur un large territoire, à accès difficile et dont l'évolution des différentes composantes du milieu (phénomène dynamique), la démarche adoptée consiste à l'application de la télédétection et des SIG à la gestion des bassins versants, notamment pour la modélisation hydrologique. Ceci permet de faciliter les opérations de stockage, de manipulation et d'offrir la possibilité de croisement des données provenant de plusieurs sources en vue de fournir aux décideurs un outil d'aide à la prise de décision. Le site retenu pour cette application (*Brézina*) se distingue de par, sa position géographique, abritant un barrage soumis à un régime hydrologique fluctuant, un milieu physique fragile et un mode de vie socio-économique de type agropastorale. La méthode envisagée est basée sur la cartographie des paramètres du bilan hydrologique de la région de Brézina tels que les températures et les précipitations à l'échelle du pixel. A partir de l'imagerie LANDSTA et du modèle de bilan hydrique, il sera procédé à l'extraction des informations nécessaires à l'élaboration du bilan hydrologique, notamment l'évapotranspiration.

مع مناخ يغلب عليه الجفاف وشبه القاحلة ، قررت الجزائر الرد بتحديد ووضع استراتيجيات جديدة لإدارة المياه من خلال "الحوض". الهدف من هذه الاستراتيجية هو تحسين الأنظمة لتعبئة وتخزين واستغلال هذا المورد الحيوي لرفاهية الإنسان واستقراره. يمتد على مساحة كبيرة ، يصعب الوصول إليها وحيث تتغير مكونات البيئة المختلفة (ظاهرة ديناميكية) ، يتكون النهج المعتمد من تطبيق الاستشعار عن بعد ونظام المعلومات الجغرافية لإدارة مستجمعات المياه ، ولا سيما من أجل النمذجة الهيدرولوجية. هذا يجعل من الممكن تسهيل عمليات التخزين والمعالجة وإتاحة إمكانية عبور البيانات من عدة مصادر من أجل تزويد صانعي القرار بأداة دعم لصنع القرار. يتميز الموقع المختار لهذا التطبيق (*Brézina*) بموقعه الجغرافي ، حيث يؤوي سدًا يخضع لنظام هيدرولوجي متقلب ، وبيئة مادية هشة ونمط حياة اجتماعي واقتصادي من النوع الزراعي الرعوي. تعتمد الطريقة المقترحة على رسم خرائط لمعاملات توازن الماء في منطقة بريزينا مثل درجات حرارة مقياس البكسل وهطول الأمطار. من صور LANDSAT ونموذج توازن المياه، سيتم استخراج المعلومات اللازمة لتطوير توازن الماء ، ولا سيما التبخر.

Liste des tableaux

1- Classification des méthodes de mesure-estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle (Source : Rana et Katerji., 2000)	11
2- les bandes utilisées.....	21
3- longueur d'onde centrale des bandes Landsat.....	23
4- Certains ensembles de données.....	43
5- Zones d'aridité, végétation et utilisation des sols dans les milieux arides.....	83
6- des variations nettes entre 2002 et 2018.....	86
7- Variation nette par catégorie	87
8- Contributions au changement net Surface d'eau	88
9- Contributions au changement net urbain	89
10- Contributions au changement net sol	90
11- Contributions au changement net végétation	91

Table des figures

1.1 Évaporation et évapotranspiration (Source : Projet SUDMED 2007)	07
1.2 Schéma théorique de la variabilité annuelle de l'ET ₀ , ETM et ETR (source Chahbouni G., 2009)	08
1.3 Mesure de l'évapotranspiration réelle par lysimètre (source : Rana et Katerji., 2000)	12
1.4 Schéma d'un évapotranspiromètre (source : Capus., 1984)	12
1.5 Eddy corrélation, à gauche schéma théorique à droite photo de l'appareil (source : Projet SUDMED 2007)	13
1.6 (a) Bac d'évaporation (classe A) du Weather Bureau	14
1.7 Évaporomètre Piche (Source : Capuis., 1984)	15
2.1 Localisation de la zone d'étude	32
2.2 les altitudes de bv (source mnt srtm)	33
2.3 la pente de bv (source mnt srtm)	34
2.4 situation géographique du barrage brézina	35
2.5 Géologie de la zone d'étude (source carte géologie de el bayadh 1 /50000)	35
2.6 Précipitations moyennes mensuelles et pluie maximale à la station d'El Bayadh	37
2.7 Précipitations moyennes mensuelles et pluie maximale à la station de Brézina	37
2.8 Les températures moyennes annuelles dans le BV de la Brezina (source erra climat GEE)	38
2.9 courbe des températures moyennes	39
2.11 Réseau hydrographique de la zone d'étude	41
2.12 hydrogéologie de la zone (source landsat 7)	42
2.13 Emplacement des zones circulaires (LANDSAT 8)	46
2.14 Relation entre le coefficient de corrélation linéaire de Bravais-Pearson et la nature de corrélation entre deux paramètres	46
2.15 Étapes de comparaison entre INDVI et précipitation	49
2.16 relation triangulaire entre l'humidité du sol, le Ts et NDVI	50

2.17 Étapes de comparaison entre INDVI et Ts	54
3.1 compositions colorée RGB	63
3.2 Carte de l'INDVI de la zone d'étude en 2002	64
3.3 Carte de l'INDVI de la zone d'étude en 2018	64
3.4 Images de l'albédo de surface 2018	65
3.5 la corrélation entre albédo et INDVI en 2018	66
3.6 Carte de la pluviométrie moyenne de la zone d'étude en 2002	67
3.7 Carte de la pluviométrie moyenne de la zone d'étude en 2018	67
3.8 la corrélation entre précipitation et INDVI en 2018	68
3.9 Images dès l'altitude	69
3.10 la corrélation entre précipitation et élévation en 2018	70
3.11 Images de température de surface 2002	71
3.12 Images de température de surface 2018	71
3.13 Images de ratio INDVI/Ts 2018(source LANDSAT 8)	72
3.14 la corrélation entre INDVI et Ts en 2018	73
3.15 La relation entre les l'altitude et température2018	74
3.16 la corrélation entre LST et élévation en 2018	74
3.17 Résultats de la relation entre le NDVI et la température de surface pour la caractérisation de l'état du couvert végétal 2002	75
3.18 Résultats de la relation entre le NDVI et la température de surface pour la caractérisation de l'état du couvert végétal 2018	76
3.19 Carte de l'évapotranspiration de la zone d'étude 2002 mm2	77
3.20 Carte de l'évapotranspiration de la zone d'étude en2018	77
3.21 Carte de la relation ETR/Ts (2018)	78
3.22 la corrélation entre Ts et ETR en 2018	78
3.23 la corrélation entre ETR et précipitation en 2018	79
3.24 la corrélation entre ETR et les altitudes en 2018	79
3.25 la corrélation entre Tmoy et ETR en 2018	80
3.26 la corrélation entre ETR et NDVI en 2018	80
3.27 Le couvert végétal	82
3.28 Occupation du sol 2002	84

3.29	Occupation du sol 2019	85
3.30	changements entre 2002 et 2019 Graphiquement	86
3.31	Variation nette par catégorie graphiquement	87
3.32	Contributions au changement net de la surface d'eau graphiquement	88
3.33	Contributions au changement net dans Urbain graphiquement	89
3.34	Contributions au changement net en sol graphiquement	90
3.35	Contributions au changement net de la végétation graphiquement	91

SOMMAIRE

Introduction générale

le premier chapitre : CADRE THEORIQUE : DEFINITION, MESURES ET DONNEES DE BASE

INTRODUCTION	5
1.1. L'évapotranspiration : Concept, définitions et mesures	6
1.1.1 Concept et définitions	6
1.1.2 Concept	6
1.1.3 Définition	7
ETP	8
ETM	8
ETR	8
1.2. Les mesure de l'évapotranspiration	9
1.2.1. Les facteurs conditionnels de la mesure de l'évapotranspiration	9
Les facteurs climatiques	9
Les facteurs géographiques	9
Les facteurs biologiques	10
Les facteurs pédologiques	10
1.3. Les outils de mesures de l'évapotranspiration	10
La case lysimétrique	11
L'évapotranspiromètre	12
Eddy corrélation	13
Les bacs à évaporation	13
L'évaporomètre Piche	14
1.4. LA TÉLÉDÉTECTION : DÉFINITIONS, HISTORIQUE, DOMAINES D'APPLICATION	15
1.4.1 DÉFINITIONS	15
1.4.2 HISTORIQUE DE LA TÉLÉDÉTECTION	16
1.4.3. LES DOMAINES D'APPLICATION DE LA TELEDETECTION	17
1.4.4. L'acquisition des données aux applications	18
1.4.4.1. Méthodes de traitement numérique des données de télédétection	18
1.4.4.2. Méthodes de travail en Télédétection	18
1.4.5. Le système professionnel de traitement d'images	20
1.4.5.1 Earth Engine	20
1.4.5.2 En quoi Earth Engine est-il différent de Google Earth	20
1.4.6. Données satellites	21
1.4.6.1. Le satellite LANDSAT	21
1.5. Estimation de la température de surface par méthode split window	22
1.5.1. Calcul LST méthode SW	22
1.6. Calcul de l'indice de végétation NDVI	24
1.7. Estimation de l'albédo	24
1.8. Estimation de l'évapotranspiration par la télédétection	25
1.9. Le modèle choisi	25

1.9.1 Modèles hydrologiques détaillé	25
1.9.2. Sous-modèles d'évapotranspiration	26
1.9.3. Problèmes d'étalonnage du modèle	27
1.9.4. Étalonnage multicritère du modèle du VHB à l'aide des informations d'évapotranspiration régionales	27
1.9.5. Etalonnage multicritère du modèle BBH à l'aide des informations d'évapotranspiration régionales	27
Conclusion	29

DEUXIEME CHAPITRE : PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

Introduction	30
2.1. Matériels et méthodes	31
2.2 Présentation de la zone d'étude	31
2.2.1 Situation géographique	31
2.3 Les altitudes	32
2.4 La pente	33
2.6 Situation géographique du barrage Brézina	35
2.5 Géologie générale de la région	36
2.7 Climat	36
2.7.1 Pluviométrie	36
2.7.2 Les températures	37
2.7.3 Le vent	39
2.8 Hydrographie	40
2.9 Hydrogéologie	41
2.10 Données utilisées	42
2.11 Comment calculer la corrélation entre toutes les relations	45
2.11.1 Coefficient De Corrélation	45
2.12. Cartographie de l'albédo	47
2.13. Cartographie de l'indice de végétation NDVI	48
2.13.1 La relation NDVI-Précipitation	48
2.13.2. Relation entre le NDVI et la température de surface	49
2.13.3. Cartographie de la température de surface	50
2.13.3.1. Calcul LST méthode SW	50
2.13.3.2 Application	54
2.14. Estimation de l'évapotranspiration	55
Conclusion	61

TROISIEME CHAPITRE: RESULTAT ET DISCUSSION

INTRODUCTION	62
3.1. Cartographie du NDVI	63
3.2. Cartographie de l'albédo	65
3.2.1. Relation entre albédo et INDVI	65
3.2.2. DISCUSSION	66
3.3. Cartographie de la précipitation	66
3.3.1. Résultats du ratio NDVI/Précipitation	68
3.3.2. DISCUSSION	68

3.4. Les Altitudes	68
3.4.1. Le relation des Altitudes avec précipitation	69
3.5 Cartographie de la température de surface	70
3.5.1. Résultats du ratio NDVI/TS	72
3.5.2 Résultats de la corrélation NDVI/Ts	72
3.5.3 Le relation des Altitudes avec température	73
3.5.4 Résultats de la relation entre le NDVI et la température de surface pour la caractérisation de l'état du couvert végétal	75
3.5.5. DISCUSSION	76
3.6 Cartographie de l'évapotranspiration	76
3.6.1. La relation entre l'évapotranspiration et Ts	78
3.6.2. La corrélation entre l'évapotranspiration et Ts	78
3.6.3. La corrélation entre l'évapotranspiration et précipitation	79
3.6.4. Corrélation entre l'évapotranspiration et les altitudes	79
3.6.5. La corrélation entre l'évapotranspiration et T moy	80
3.6.6. La corrélation entre l'évapotranspiration et INDVI	80
3.6.7. DISCUSSION	81
3.7. Le couvert végétal	81
3.8. Cartographie de l'occupation du sol	82
3.9. Gains et pertes	86
2.9.1 Par catégorie	86
2.9.2 Variation nette par catégorie	87
2.9.3 Contributions au changement net	88
Conclusion	92

LI

SIG :

TP: tem

ETPC-

Pr: p

BV

E

Introduction

La question du rapport entre population et environnement représente depuis longtemps une des priorités des préoccupations aussi bien des pouvoirs publics que les chercheurs spécialisés. Cette préoccupation manifeste dans tous les pays du monde. Toutefois, elle représente une priorité dans les pays à régions arides et semi-arides (Noin, 1998).

Ces régions de climat difficile, présentent un milieu contraignant en raison de manque de ressources et les aléas du climat dont la sécheresse qui est associée à une évapotranspiration importante.

L'évapotranspiration (ET) est un élément essentiel des bilans hydrique et énergétique. L'indicateur de l'évapotranspiration aide dans gestion de l'eau des espaces végétales naturels ou semi-naturels en donnant l'accès notamment aux besoins en eau des forêts, cultures agricoles. En plus, il permet d'évaluer l'importance des bulles de chaleur urbaines (Dickinson, 1987),(Milly, 1994), (Taha, 1997).

En terme physique, l'évapotranspiration est un paramètre significatif pour l'étude du cycle de flux et de masse. C'est un terme qui résulte à la fois de la demande climatique (rayonnement, température,...), de la réserve en eau utile du sol, mais également des besoins propres à chaque plante. C'est un paramètre clé pour le couplage entrée bilan de masse et d'énergie d'une surface(Aussenac and Boulangeat, 1980), (Makhlouf and Michel, 1994).

Par conséquent, des estimations précises de l'ET dans les zones sensibles telles que les régions arides et semi-arides sont nécessaires pour la gestion durable des ressources en eau et la conservation des écosystèmes. Les études liées à l'évapotranspiration ont suscité un intérêt important ces dernières années

(Wagle and Gowda, 2019)

Dans la littérature spécialisée, on dénombre plusieurs méthodes d'estimation de l'évapotranspiration. Les méthodes classiques donnent accès au paramètre évapotranspiration (ET) d'une manière directe ou indirecte. Toutefois, ces méthodes n'offrent pas une représentativité spatiale(Allen *et al.*, 2011).Ce qui rend difficile une exploration utile et efficace de l'évapotranspiration à grande échelle (Jacob, 1999), (Souidi, Hamimed and Donze, 2010).

Pour estimer l'évapotranspiration, les modèles existants reposent dans leur majorité sur la combinaison de certaines variables biophysiques dérivables par télédétection spatiale et des données auxiliaires, essentiellement météorologiques (Allies, 2018).

La littérature spécialisée recense différentes méthodes de télédétection qui sont appliquées pour la cartographie de l'évapotranspiration. Chaque méthode se distingue par un concept théorique et un modèle d'application(Li *et al.*, 2009), (Wagle and Gowda, 2019).l'ensemble des modèles sont illustrés dans le tableau (1).

Tableau (1):Methods of the SEB surface energy balance models used for the mapping evapotranspirationon

Méthode	Abréviation	Catégorie	Référence
Surface Energy Balance Algorithm for Land	(SEBAL)	1-source	Bastiaanssen, Menenti, <i>et al.</i> , 998)
Simplified Surface Energy Balance Index	(S-SEBI)	1-source	Roerink, Su and Menenti, 2000)
Surface Energy Balance System	(SEBS)	1-source	Su, 2002)
Modified- Surface Energy Balance Algorithm for Land	(M-SEBAL)	1-source	Long and Singh, 2012a)
Mapping EvapoTranspiration at high Resolution with Internalized Calibration	(METRIC)	1-source	Allen, Tasumi and Trezza, 2007)
Simplified Surface Energy Balance for operational applications	(SSEBop)	1-source	Senay <i>et al.</i> , 2007)
One-Source Model for Land	(OSML)	1-source	Yang <i>et al.</i> , 2017)
Two-Source Energy Balance	(TSEB)	2-source	Norman, Kustas and Humes, 995)
Atmosphere-Land Exchange Inverse	(ALEXI)	2-source	Anderson et al., 1997)
Two-source Trapezoid Model for Evapotranspiration	(TTME)	2-source	Long and Singh, 2012b)
Soil Plant Atmosphere and Remote Sensing Evapotranspiration	(SPARSE)	2-source	Boulet <i>et al.</i> , 2015)
enhanced two-source evapotranspiration model for land	(ETEML)	2-source	Yang <i>et al.</i> , 2015)
Priestly-Taylor Jet Propulsion Lab	(PT-JPL)	2-source	Zhuang and Wu, 2015)
Two-Source Trapezoid Model for Evapotranspiration	(TTME)	2-source	Long and Singh, 2012b)
Simple Remote Sensing EvapoTranspiration	(sim-ReSET)	2-source	Sun <i>et al.</i> , 2009)

De nombreux travaux sont recensés, dans la littérature, indiquant que l'ensemble des modèles SEB sont expérimentés, testés et évalués dans divers sites géographiques du monde et pour des gammes climatiques variées (Teixeira *et al.*, 2009), (Xin and Liu, 2009), (Sun *et al.*, 2011), (Paiva *et al.*, 2011), (Jimenez-Bello *et al.*, 2015), (Genanu *et al.*, 2016), (Zheng, Wang and Li, 2016), (Bahir *et al.*, 2017), (Abrishamkar and Ahmadi, 2017), (Bhattarai *et al.*, 2017), (Nehal *et al.*, 2017), (Yang *et al.*, 2018), (Gomis-Cebolla *et al.*, 2019).

L'évaluation de l'évapotranspiration est une question clé pour l'étude de la végétation naturelle et des cultures. C'est une étape très importante pour atteindre le bilan hydrique du sol et pour dériver des indices de sensibilisation à la sécheresse. C'est également une base pour le calcul du flux de carbone sol-atmosphère. Par conséquent, les modèles d'évapotranspiration, dans le cadre des modèles de surface terrestre, sont supposés être des éléments clés des modèles de circulation générale hydrologiques et atmosphériques (Johnson et al., 1993). Sous un climat particulier (représenté par le taux d'évapotranspiration limitant l'énergie correspondant à l'évapotranspiration potentielle) et un complexe de végétation du sol, l'évapotranspiration est contrôlée par la dynamique de l'humidité du sol. Bien que les approches du bilan radiatif méritent d'être notées pour l'évaluation de l'évapotranspiration, selon Hofius (2008), le bilan hydrique du sol semble être la meilleure méthode pour déterminer l'évapotranspiration des terres sur des périodes limitées. Ce chapitre vise à discuter des méthodes de calcul et de mise à jour des taux d'évapotranspiration à l'aide des représentations du bilan hydrique du sol.

A développé une équation du bilan hydrique annuel moyen en termes de 23 variables, y compris les paramètres du sol, du climat et de la végétation avec l'hypothèse d'une colonne sol-atmosphère homogène en utilisant l'équation de Richards (1931). D'autre part, le modèle de godet quotidien avec fond de trou (BBH) proposé par Kobayashi et al. (2001) a été introduit sur la base du modèle Manabe (1969) impliquant un seau à une seule couche mais incluant le drainage par gravité (fuite) ainsi que la remontée capillaire. Vrugt et coll. (2004) ont conclu que le modèle quotidien de Bucket et le modèle 3-D (MODHMS) basé sur

l'équation de Richards ont des résultats similaires. De plus, Kalma et Boulet (1998) ont comparé les résultats de simulation du modèle hydrologique de ruissellement des précipitations VIC qui suppose une représentation en godets comprenant la variabilité spatiale des paramètres du sol au modèle unidimensionnel basé sur la physique SiSPAT (Braud et al., 1995). En utilisant les données du profil d'humidité du sol pour l'étalonnage, ils concluent que l'indice d'humidité du bassin versant pour les périodes très sèches et très humides est mal représenté par SiSPAT lorsqu'il est capturé par VIC. Analysant l'identifiable des paramètres VIC à l'aide des données de flux, DeMaria et al. (2007) ont conclu que la sensibilité des paramètres du sol était plus fortement dictée par les gradients climatiques que par les changements des propriétés du sol, en particulier dans les environnements secs. En outre, en étudiant les mesures de l'humidité du sol des sols sableux dans des conditions semi-arides, Ceballos et al. (2002) ont souligné la dépendance des séries chronologiques d'humidité du sol sur la variabilité. Kobayachi et coll. (2001) Ajusté les mesures des profils d'humidité du sol pour l'étalonnage du modèle tandis que Vrugt et al. (2004) ont suggéré que les propriétés hydrauliques efficaces du sol sont mal identifiables à l'aide des données de débit de drainage.

Pour assurer un suivi permanent de la végétation couvrant de grandes surfaces ou dans des régions difficiles d'accès fait recours aux données de télédétection. L'observation spatiale de par sa globalité, sa répétitivité et la cohérence de ses données est un outil adapté pour appréhender l'évolution des différents facteurs bioclimatiques influençant l'évolution de la végétation. Elle fournit des informations qualitatives et quantitatives sur la nature de l'occupation du sol de façon continue.

Cette étape est étudiée dans la partie suivie de l'état hydrique de la zone d'étude en faisant appel aux différentes cartes comme : NDVI, LST, précipitation et évapotranspiration. Notre travail s'articule sur 3 parties :

Dans le premier chapitre, nous exposons le concept de l'évapotranspiration et la télédétection le principe de sa mesure, afin de mettre en relief la complexité de l'étude de ce phénomène climatique. Nous nous penchons sur diverses équations et calculs pour calculer l'évaporation, accompagnés d'images pour faciliter la compréhension. Quant à la télédétection, nous avons présenté un panorama historique qui montre de sa découverte à son développement dans le temps.

Le deuxième chapitre présente la zone d'étude. Nous affichons l'ensemble de la zone avec des cartes à partir de sa localisation géographique et de l'emplacement du barrage, puis nous affichons chacune des hauteurs pour connaître la nature du bassin puis la pente pour voir l'étendue du contrôle du bilan hydrique à différentes hauteurs, et après cela un géologue pour connaître les composantes des couches du bassin. Vient ensuite l'étude du climat qui contient les précipitations, la température et les vents. Nous présentons chacun d'eux au moyen d'une carte et d'une carte pour en savoir de plus en plus car le climat joue un grand rôle dans l'étude et la dernière chose que nous présentons dans le climat est le vent.

Dans l'étude hydrographique, il nous montre les vallées et les ruisseaux menant au barrage et les différents débits du barrage en bref, nous montrant le réseau hydrographique. En hydrogéologie, il clarifie les composants du substratum rocheux du bassin. Dans l'étude du couvert végétal, nous explorons les composantes du bassin à partir des plantes existantes et connaissons la nature du couvert grâce à l'indice du couvert végétal, et cela nous montre l'utilisation des terres arides affectées, des terres arables, des bassins versants et de la concentration de la population. À la fin du chapitre, nous résumons les pertes et gains entre 2002 et 2018.

L'objectif du troisième chapitre est de dessiner une carte d'évaporation à l'aide du modèle du bilan hydrique. Ce chapitre peut être divisé en deux parties:

La première section nous montre les données utilisées, car nous utilisons le satellite Landsat pour dessiner différentes cartes avec Arc gis. Dans les données climatiques, nous utilisons terraclimat, qui nous fournit toutes les données climatiques au fil des ans. Également dans cette section, nous présentons la méthode de corrélation que nous utilisons pour voir l'étendue des cartes liées les unes aux autres.

Dans la deuxième section, qui est le résultat des cartes et des différentes corrélations entre elles, nous commençons le travail avec la relation INDVI avec pré .Nous créons chaque carte puis la relation en corrélation de la même manière avec:

Ts avec INDVI.

Albédo avec INDVI.

Altitude avec Ts.

Altitude avec pré.

Ensuite, établissez le résultat de l'évaporation au moyen du bilan hydrique et établissez également des corrélations avec Ts , pré, température de l'air, altitudes et enfin INDVI.

Chapitre 1

PREMIER CHAPITRE : CADRE THEORIQUE : DEFINITION, MESURES

INTRODUCTION :

Dans le premier chapitre, nous présent le concept de l'évapotranspiration et la télédétection le principe de sa mesure, et le modelé utilise pour calcule l'évapotranspiration. Afin de mettre en relief la complexité de l'étude de ce phénomène climatique.

En deuxième lieu, nous exposons la base de différentes données utilisées qui vont servir pour réaliser ce travail.

Chapitre 1

1.1. L'évapotranspiration : Concept, définitions et mesures

1.1.1. Concept et définitions

1.1.2. Concept

Il est important de préciser le concept de l'évapotranspiration, avant de vouloir lui donner une définition. En effet, l'examen de la revue de la littérature sur l'évapotranspiration montre qu'il existe plusieurs aspects différents et parfois même des confusions entourant la notion d'évapotranspiration. Le concept de l'évapotranspiration a été introduit, comme un paramètre climatique, pour la première fois par l'américain Thornthwaite en 1948 (auteur de l'expression de l'évapotranspiration potentielle), dans un contexte de classification du climat. Il considère qu'« il y a une distinction entre le volume d'eau qui est effectivement évapotranspiré et celui qui pourrait être évapotranspiré, s'il était possible. Lorsque la disponibilité en eau augmente l'évapotranspiration atteint un maximum qui dépend uniquement du climat. C'est ce que nous pourrions appeler évapotranspiration potentielle, en distinction de l'évapotranspiration réelle ». En conséquence, on a un climat humide lorsque la pluie annuelle est supérieure à l'évapotranspiration potentielle et inversement pour le climat aride quand la pluie est inférieure à l'ETP (Oudin L., 2004). Ce concept a été utilisé ultérieurement par les agronomes et les hydrologues comme un élément de base pour calculer l'évapotranspiration réelle (ETR). En revanche, Penman en 1956 (auteur d'une équation prédictive fondée sur des bases physiques théoriques) a réalisé une formule opérationnelle associant des aspects biophysiques et aérodynamiques pour déterminer la quantité maximale demandée par une plante, autrement dit il a introduit le concept de l'évapotranspiration maximale (ETM). Par la suite cette formule a été adoptée comme étant ETP de Penman, qu'il considère comme « l'évaporation d'une pelouse rase suffisamment étendue, en bon état et convenablement alimentée en eau ». Il est clair que ce concept, se base sur l'interaction sol- plante-atmosphère et pose beaucoup d'ambiguïté, en particulier au niveau des méthodes de mesures et de simulation. À cet égard, des revues plus détaillées sur ces méthodes peuvent être trouvées dans Rana et Katerji (2000), Itier et Brunet (1996), Perrier et Tuzet (1998). Nous rappelons, d'une manière générale, les différentes méthodes empiriques de simulation de l'ETP les plus utilisées et qui peuvent être classées en quatre groupes :

- Les méthodes de température (Blaney et Criddle, 1950 ; Hargreaves et al., 1985),
- Les méthodes de radiation (Makkink, 1957 ; Turc, 1961 ; Priestly et al., 1972),
- Les méthodes combinées (Penman, 1948 ; Allen et al., 1998),
- Approche par l'estimation de la demande climatique : l'ETP peut être déterminée par la formule de Penman-Monteith, de Priesley Taylorede Blaney Criddle.

Pour minimiser les incertitudes de mesures et la précision de son estimation en fonction des formules employées de calcul l'ET0. La FAO en 1998 dans son rapport numéro 56 a adopté une seule formule par rapprochement de la méthode de Penman-Monteith appelée : FAO Penman-Monteith.

Chapitre 1

Cette méthode tient compte à la fois des conditions données par le bilan énergétique pour la surface du sol et des processus d'échange qui déterminent le flux de vapeur d'eau entre la végétation et l'atmosphère. D'un point de vue conceptuel, l'évapotranspiration n'est donc pas un paramètre mesurable à l'échelle du bassin versant elle est plutôt estimable.

1.1.3 Définition :

L'évapotranspiration (ET) est une combinaison de deux processus : l'évaporation et la transpiration. L'évaporation (E), est générée par tout type de surface aquatique (lacs, fleuves, océans et sols inclus). La transpiration (T), est d'origine végétale. L'évapotranspiration peut être définie comme la perte d'eau par le sol et la surface des plantes, exprimée généralement en mm/jour. Tsé (1999) a le même point de vue là-dessus parce qu'il considère que l'ET est « l'ensemble de la combinaison de tous les processus par lesquels l'eau du sol est transférée dans l'atmosphère, l'évaporation provenant de l'eau à la surface du sol et de l'eau interceptée par les plantes plus celle transpirée par leurs organes aériens ». Le terme évapotranspiration est souvent utilisé lorsqu'il est impossible de séparer l'évaporation de la transpiration végétale. Cette définition pratique est utilisée dans de nombreuses applications agricoles, hydrologiques et climatologiques.

Cependant, l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM., 1996), admet que la demande évaporatoire peut être estimée directement par mesure de l'évaporation de l'eau d'un bac. Par contre, si l'on considère l'état des paramètres de surface, on préférera utiliser les lysimètres, mais les mesures lysimétriques sont souvent trop rares pour être utilisées en routine. C'est la raison pour laquelle il existe tant de formules empiriques ou semi-empiriques pour estimer l'ETP. Aussi, dans ce travail nous distinguons trois notions de l'évapotranspiration (figure 1 et 2) :

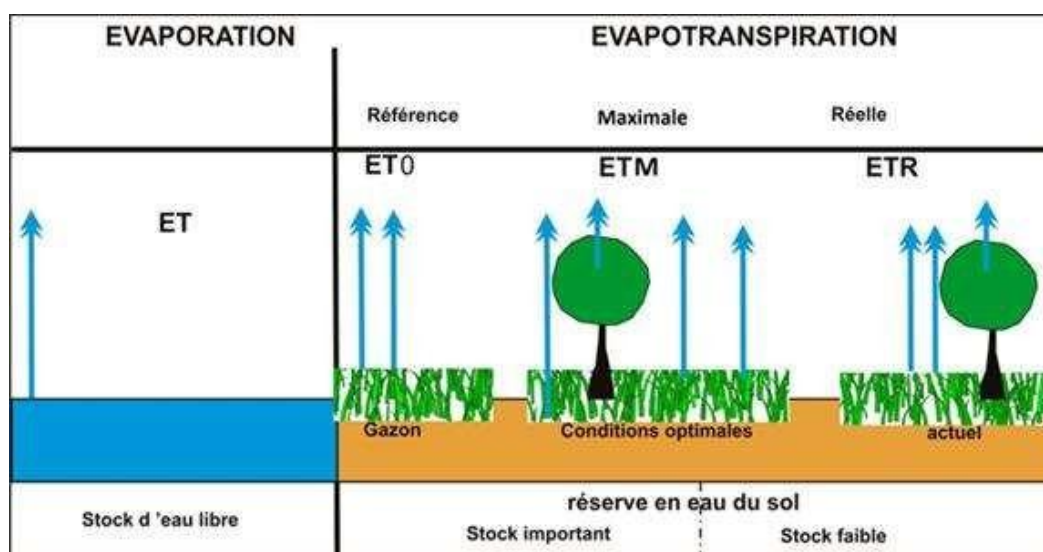


Figure 1.1: Évaporation et évapotranspiration (Source : Projet SUDMED 2007)

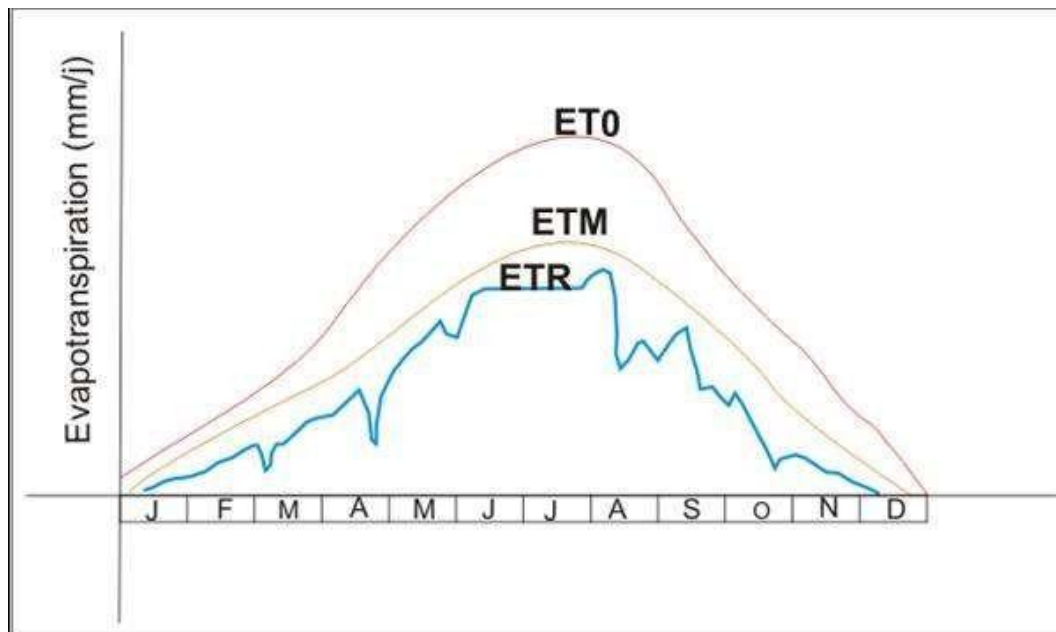


Figure 1.2 : Schéma théorique de la variabilité annuelle de l'ET0, ETM et ETR (source : Chahbouni G., 2009)

- **Potentielle (ETP) :**

Est nommée aussi, l'évapotranspiration de référence (ET0). « L'évapotranspiration d'un couvert végétal bas, contenu et homogène dont l'alimentation en eau n'est pas limitante et qui n'est soumis à aucune limitation d'ordre nutritionnel, physiologique ou pathologique » (Allen et al. 1998, FAO papier-56). À partir de l'évapotranspiration de référence ET0, la méthode FAO permet de déduire, à l'issue de deux autres étapes, les pertes effectives en eau des prairies et des terres arables par évapotranspiration. Cette définition couvre deux aspects distincts : le premier concerne la limite vers laquelle tend l'évaporation de la végétation qui ne souffre d'aucun déficit hydrique. Dans ce cas, l'estimation de l'ETP repose sur des ajustements statistiques de mesures expérimentales. Le deuxième touche le pouvoir évaporant de l'environnement exprimé en termes d'énergie et dont les méthodes d'évaluation de l'ETP reposent sur des principes physiques.

- **Évapotranspiration maximale (ETM) :**

L'ETM est liée à l'ETP par un coefficient cultural (K_c). C'est la quantité d'eau perdue par une végétation jouissant d'une alimentation hydrique optimale (bonne fertilité du sol, bon état sanitaire...). « L'évapotranspiration maximale varie au cours du développement d'une culture annuelle elle augmente progressivement avec le taux de recouvrement du sol par la plante pour atteindre ETP et diminue à la fin du cycle végétatif ». Cette forme d'évapotranspiration (ETM) est utilisée par les agronomes pour déterminer les besoins en eau des plantes.

- **Évapotranspiration réelle (ETR) :**

ETR est liée à l'évapotranspiration maximale par un coefficient de stress (K_s). Elle désigne la quantité d'eau réellement perdue sous forme de vapeur d'eau par le couvert végétal lorsque

Chapitre 1

l'alimentation en eau n'est pas assurée de façon optimale. Elle est « fixée par la présence d'eau, par les conditions climatiques et par la couverture végétale » (Beltrando G., et Chémery L., 1995). L'ETR des végétaux est considérée comme le facteur déterminant dans la production agricole. Elle traduit l'ensemble des interactions : sol, plante, climat. La nature du sol et le type de végétation interviennent à la même ampleur que le climat. C'est dire que le facteur limitant peut-être d'ordre pédologique (épuisement rapide de la réserve en eau facilement utilisable du sol) ou d'ordre physiologique (couvert végétal incapable d'assurer un débit en eau suffisant des racines vers les feuilles) ou d'ordre climatique (pluies insuffisantes par exemple). L'ETR est le plus souvent utilisé par les hydrologues dans les modèles pluie-débit, dont ils peuvent déterminer un déficit d'eau (DE) par la différence entre l'ETP et l'ETR

$$DE = ETP - ETR \quad 1.1$$

Elle est utilisée par les agronomes pour évaluer le déficit d'eau agricole et les climatologues en vue de déterminer le déficit d'évaporation lorsque l'occupation du sol est prise en considération

$$DE = ETM - ETR \quad 1.2$$

Mais quelle évapotranspiration allons-nous considérer dans cette étude ? S'agit-il de l'ETP, l'ETM ou de l'ETR ? Dans ce travail, la nature de notre problématique et de l'approche adoptée nous incite à examiner de près les caractéristiques de l'évapotranspiration sous ses trois formes ETP, l'ETR et l'ETM. Et ce, pour spatialiser ce paramètre dans une région caractérisée par un climatique semi-arides, une occupation du sol très variée

1.2. Les mesure de l'évapotranspiration:

1.2.1. Les facteurs conditionnels de la mesure de l'évapotranspiration:

L'évapotranspiration dépend fortement de l'intervention de trois facteurs, climatiques, géographique, biologiques et pédologiques :

- **Les facteurs climatiques (pouvoir évaporant du climat):**
 - La température de l'air,
 - La température de la surface terrestre,
 - La vitesse et turbulence du vent,
 - La durée de l'insolation ou le rayonnement solaire,
 - L'humidité relative de l'air,
 - Pression atmosphérique.
- **Les facteurs géographiques (essentiellement la topographie):**
 - L'état de la surface évaporant,
 - L'altitude,
 - Effet du site,
 - La latitude,

Chapitre 1

- La proximité de la mer,
- Orographie (exposition des versants au soleil, aux vents, pentes).
- **Les facteurs biologiques (le couvert végétal):**
 - Les espèces végétales (stade phénologique de la culture considérée),
 - Hauteur du couvert végétal,
 - Résistance stomatique,
 - La profondeur des racines,
 - Besoins ou non d'eau.
- **Les facteurs pédologiques (les sols) :**
 - La capacité de rétention en eau du sol,
 - La réserve utile dans le sol,
 - Humidité du sol,
 - La texture du sol.

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

1.3. Les outils de mesures de l'évapotranspiration:

« La mesure de l'évapotranspiration est très complexe » (El Garouani A., 1995). Certes, les mesures directes de l'évapotranspiration (ETP et ETR) se font surtout en agronomie où on étudie chaque type particulier de cultures. Les résultats de ces mesures sont difficiles à utiliser en hydrologie car il y a une grande différence d'échelle entre la surface de la parcelle (quelques mètres carrés) et celle d'un bassin versant (des dizaines de kilomètres carrés). En outre, les plantations utilisées ne sont généralement pas représentatives de la végétation d'un bassin versant. En climatologie les mesures sont effectuées dans la plupart des cas à une échelle ponctuelle correspondant aux stations météorologiques. Par ailleurs, le tableau 1 élaboré par Rana et Katerji (2000), résume les méthodes de mesure et de l'estimation de l'évapotranspiration. En effet, la plupart des méthodes directes ou indirectes des mesures de l'évapotranspiration s'appuient sur la détermination de deux classes de facteurs :

- La teneur en eau du sol et les caractéristiques physiques des surfaces à partir desquelles se produit l'évapotranspiration (hauteur, densité des plantes, rugosité du couvert végétal, albédo) ;
- Les variables climatiques telles que le rayonnement solaire, la vitesse du vent, les caractéristiques thermodynamiques de l'atmosphère, au-dessus de la végétation.

Chapitre 1

Tableau 1: Classification des méthodes de mesure-estimation de l'évapotranspiration à l'échelle de la parcelle

	Approches	Méthodes
Mesure de l'évapotranspiration	Approche hydrologique	Bilan hydrique
		Lysimètre
	Approche micro-météorologique	Bilan d'énergie et rapport de Bowen
		Méthode aérodynamique
		Eddy covariance
	Approche physiologique-végétale	Méthode du flux de Sève
Systèmes de chambres		
Estimation de l'évapotranspiration	Approche analytique	Méthode de Penman-Monteith
	Approche empirique	Méthode de coefficient cultural (Kc)
		Méthode du bilan hydrique
	Approche de la télédétection	Méthode Bilan d'hydrique
		Méthode Bilan d'énergie

(Source : Rana et Katerji., 2000)

Cependant, les mesures directes de l'évapotranspiration peuvent être faites par les méthodes courantes suivantes :

□ **La case lysimétrique (figure 3) :**

C'est pour la mesure de l'ETR. Le principe est d'isoler un bloc du sol de quelques mètres-carrés de surface sur environ 2 m d'épaisseur. Cet échantillon de terrain est drainé à sa base et on enregistre les débits D sortant par les drains. En surface, un collecteur fait le tour de la parcelle et récupère les eaux de ruissellement dont le débit Q est également enregistré. Les apports d'eau par la pluie P sont mesurés avec un pluviomètre. Enfin, l'évaluation du stock d'eau R contenu dans la case se fait, soit par une mesure à la sonde à neutron des teneurs en eau dans le sol, soit en montant la case sur un système de bascule. Un bilan très simple permet d'évaluer l'ETR sur un intervalle de temps Δt puisque l'on doit avoir la relation suivante :

$$P = [Q + D + ETR] + \Delta R \quad 1.3$$

Entrée = [sorties] + variation de la réserve

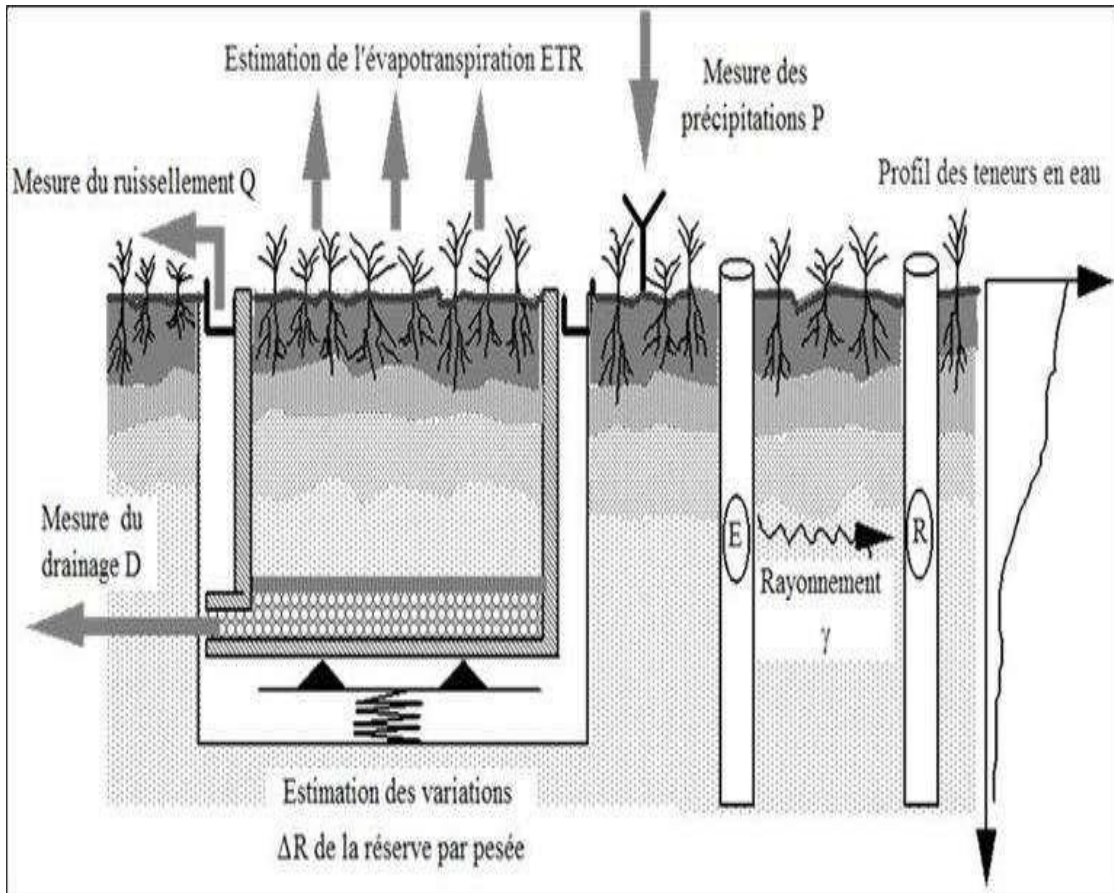


Figure 1.3: Mesure de l'évapotranspiration réelle par lysimètre
(source : Rana et Katerji., 2000)

- **L'évapotranspiromètre:**

Cet instrument permet de mesurer l'ETP. Il suffit alors de maintenir un niveau d'eau dans les drains pour que l'eau disponible ne soit plus un facteur limitant de l'ETR.

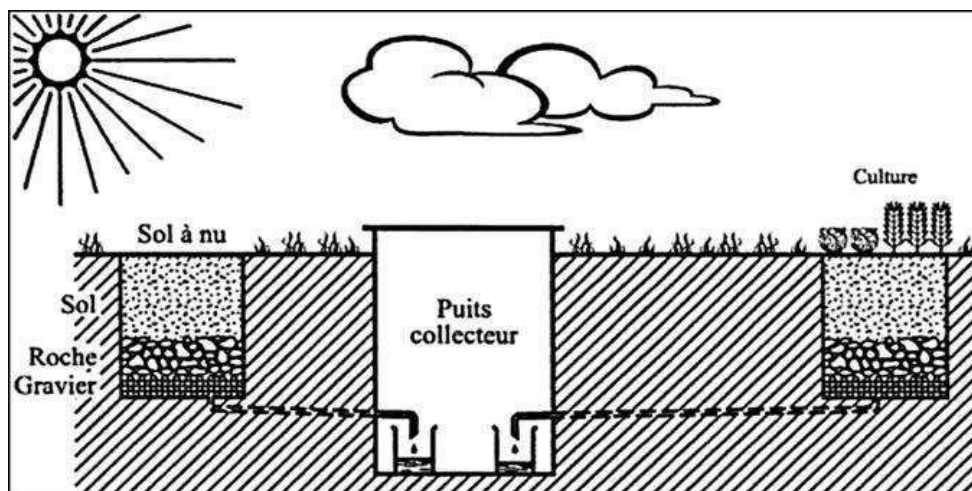


Figure 1.4: Schéma d'un évapotranspiromètre (source : Capus., 1984)

Chapitre 1

- **Eddy corrélation** (figure 5):

C'est une méthode statistique qui utilise les mesures à haute fréquence des températures et la vitesse du vent pour décrire la turbulence et depuis là, les flux de chaleur sensible. L'avantage de cette méthode est qu'elle permet une mesure directe des flux verticaux de la chaleur latente et sensible. Les flux turbulents constituent le produit des fluctuations de la vitesse verticale du vent par les fluctuations de la grandeur prise en compte (la température et la vapeur d'eau). En revanche aucune hypothèse n'est faite concernant les caractéristiques de la surface du sol, telles que la rugosité aérodynamique et aucune correction de stabilité atmosphérique n'est nécessaire. La méthode Eddy corrélation est avantageuse dans les zones à végétations hétérogènes et clairsemées, en particulier, dans les régions semi- arides, caractérisées par des conditions climatiques très variables (Traoré F., 2007). Cette méthode a été expérimentée dans la plaine de Haouz au Maroc et elle donne de bons résultats (Simonneaux et *al.*, 2009) et de même dans quelques parcelles du bassin versant de Kamech au Cap Bon en Tunisie (Chebbi et *al.*, 2014), et ce à l'occasion du projet SUDMED.

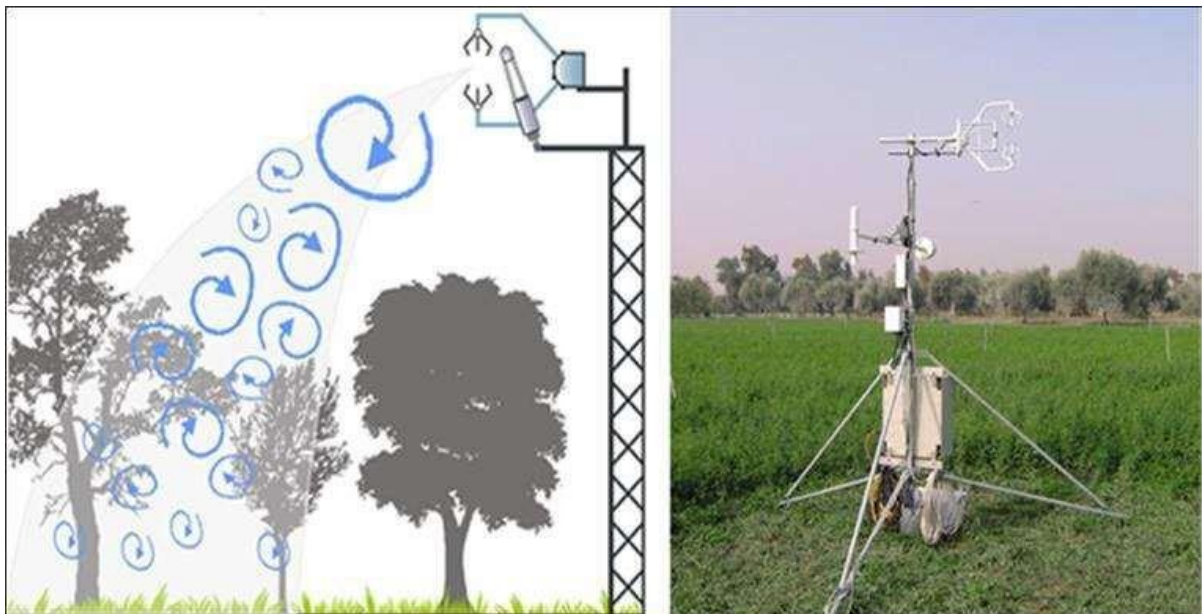


Figure 1.5: Eddy corrélation, à gauche schéma théorique à droite photo de l'appareil (source : Projet SUDMED 2007)

- **Les bacs à évaporation** (figure 6):

On peut aussi mesurer l'évapotranspiration de référence par le bac évaporant. Ainsi, l' ET_0 est reliée à l'évaporation bac (EB) au-dessus des surfaces d'eau libres (lacs, barrages, réservoirs...) par un coefficient K_P appelé coefficient du bac selon la formule suivante :

$$ET_0 = E_B * K_P \quad 1.4$$

Avec E_B , évaporation moyenne journalière du bac pour la période considérée en mm/jour et K_P , coefficient du bac varie de 0,5 à 1,1 (pour plus d'information voir FAO., 1998).

Chapitre 1

Mais maintenant leur intérêt est plutôt historique que pratique : par exemple, c'est sur ces mesures « bac » que s'est appuyé Turc pour mettre au point sa formule d'évaporation. Cependant.



Figure 1.6: (a) Bac d'évaporation (classe A) du Weather Bureau, c'est un bac circulaire d'un diamètre de 120.7cm et d'une profondeur de 25cm, posé sur un support de hauteur de 15cm et à remplir jusqu'à 5 cm en dessous de l'anneau (d'après Capus., 1984) et (b) Bac d'évaporation

- **L'évaporomètre Piche (Figure 7):**

L'évaporomètre est un instrument très pratique pour connaître le taux d'évaporation dans l'air et estimer l'évapotranspiration des plantes. Associé à un lysimètre, les agriculteurs peuvent déterminer les besoins en irrigation des sols de culture.

$$ETP = \alpha * E_{PICHE} [1 + \lambda(\theta)] \quad 1.5$$

Avec ETP en mm, EPICHE évaporation Piche en mm/jour, $\theta = (T_{min} + T_{max})/2$, α et λ coefficients d'ajustement à déterminer suivant les conditions d'observation.

En effet, l'amélioration des résultats a été recherchée par l'équation mathématique qui intègre l'effet des facteurs advectif et radiatif, la formule devient donc :

$$ETP\text{-Espinar} = ((T_{min} + T_{max} + 36)/3218) * (DJ * (DJ - 5)) * (E_{PICHE})^{1/3} \quad 1.6$$

Avec DJ = durée du jour (1/10 heure) ; EPICHE = évaporation en mm d'eau ; T min = température minimale quotidienne (en °C) et Tmax= température maximale quotidienne (en°C).

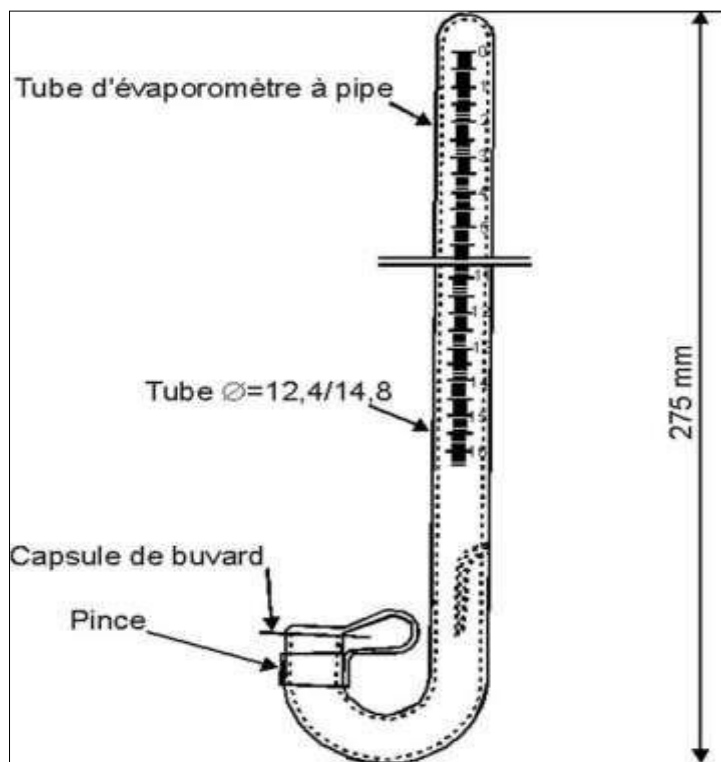


Figure 1.7: Evaporomètre Piche (Source : Capuis., 1984)

En somme, le terme de d'évapotranspiration dans ses trois composantes (ETP, ETM et ETR) pose beaucoup de difficultés au niveau de la conception et de la mesure qui ne peut être obtenue en routine. Il est de même pour son estimation qui fait intégrer plusieurs éléments : météorologiques, stock d'eau dans les sols et les propriétés des plantes. Dans ce contexte, une étude fiable de l'évapotranspiration impose l'utilisation d'une base de données assez crédible et complète.

1.4. LA TÉLÉDÉTECTION : DÉFINITIONS, HISTORIQUE, DOMAINES D'APPLICATION:

1.4.1 DÉFINITIONS:

Le mot télédétection (en anglais « remote sensing ») désigne l'ensemble des techniques qui permettent d'étudier à distance des objets ou des phénomènes. Le néologisme « remote sensing » fait son apparition aux Etats-Unis dans les années soixante, lorsque des capteurs nouveaux viennent compléter la traditionnelle photographie aérienne. Le terme de télédétection a été introduit officiellement dans la langue française en 1973 et sa définition officielle est la suivante:

« Ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer des caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci. » Commission interministérielle de terminologie de la télédétection aérospatiale, 1988.

Chapitre 1

Une définition plus précise, et pour nous plus opérationnelle, de la télédétection est la suivante:

« La télédétection est l'ensemble des techniques qui permettent, par l'acquisition d'images, d'obtenir de l'information sur la surface de la Terre (y compris l'atmosphère et les océans), sans contact direct avec celle-ci. La télédétection englobe tout le processus qui consiste à capter et enregistrer l'énergie d'un rayonnement électromagnétique émis ou réfléchi, à traiter et analyser l'information qu'il représente, pour ensuite mettre en application cette information. ».

1.4.2. HISTORIQUE DE LA TÉLÉDÉTECTION:

L'histoire des techniques de la télédétection peut être découpée en cinq grandes époques :

- De 1856, date à laquelle, pour la première fois, un appareil photographique a été installé de façon fixe à bord d'un ballon, à la première guerre mondiale, se déroule l'époque des pionniers, pendant laquelle sont explorées les possibilités de la photographie aérienne verticale pour la cartographie ; les lois fondamentales de la stéréoscopie et de la photogrammétrie sont découvertes à la fin du XIXe siècle.
- De la première guerre mondiale à la fin des années 50, la photographie aérienne devient un outil opérationnel pour la cartographie, la recherche pétrolière, la surveillance de la végétation. On assiste à un progrès continu de l'aviation, des appareils photographiques et des émulsions (couleur, infrarouge noir et blanc, infrarouge fausse couleur). Les méthodes de la photo-interprétation sont précisées et codifiées.
- La période qui commence en 1957 et s'achève en 1972 marque les débuts de l'exploration de l'Espace et prépare l'avènement de la télédétection actuelle. Le lancement des premiers satellites, puis de vaisseaux spatiaux habités à bord desquels sont embarqués des caméras, révèle l'intérêt de la télédétection depuis l'espace. Parallèlement, les radiomètres-imageurs sont mis au point et perfectionnés, de même que les premiers radars embarqués à bord d'avions. La première application opérationnelle de la télédétection spatiale apparaît dans les années 60 avec les satellites météorologiques de la série ESSA.
- Le lancement en 1972 du satellite ERTS (rebaptisé ensuite Landsat 1), premier satellite de télédétection des ressources terrestres, ouvre l'époque de la télédétection moderne. Le développement constant des capteurs et des méthodes de traitement des données numériques ouvre de plus en plus le champ des applications de la télédétection et en fait un instrument indispensable de gestion de la planète, et, de plus en plus, un outil économique.
- Depuis les années 70, on assiste à un développement continu de la télédétection, marqué notamment par :
 - L'augmentation de la résolution spatiale des capteurs, déjà évoquée.
 - La *diversification* des capteurs qui utilisent des domaines de plus en plus variés et spécialisés du spectre électromagnétique. Dans les années 90, on assiste ainsi à la

Chapitre 1

multiplication des satellites équipés de capteurs actifs, radars en particulier. Dans le domaine du rayonnement visible et infrarouge, les capteurs à très haute résolution spectrale sont aujourd'hui d'utilisation courante dans leur version aéroportée et font leur apparition à bord de satellites.

- La diffusion des données sur une base commerciale, envisagée dès le lancement du programme SPOT en 1986, se traduit aujourd'hui par le lancement de satellites de télédétection par des sociétés privées. Les données de télédétection deviennent l'objet d'un marché concurrentiel.

La diffusion accélérée et l'augmentation de la puissance des ordinateurs contribue de façon continue à promouvoir de nouvelles méthodes d'utilisation des données toujours plus abondantes que fournit la télédétection spatiale. Les données des satellites météorologiques et océanographiques sont aujourd'hui un auxiliaire indispensable de la prévision numérique du temps et du climat et font l'objet d'une assimilation directe par les modèles numériques. Les images de télédétection destinées à l'observation fine de la surface terrestre, y compris les photographies aériennes traditionnelles, sont, sous forme numérique, intégrées aux Systèmes d'Information Géographique.

1.4.3. LES DOMAINES D'APPLICATION DE LA TELEDETECTION:

Le premier grand domaine d'application de la télédétection a été l'étude de l'atmosphère (météorologie et climatologie). L'intérêt de la télédétection dans ce domaine est d'assurer une *couverture globale et très fréquemment répétée de la planète* entière ; par contre la résolution spatiale n'est pas primordiale pour les applications météorologiques. Les satellites en orbite géostationnaire, à 36000 km de la Terre, permettent d'obtenir une image couvrant près d'un cinquième de la surface terrestre toutes les demi-heures ; cinq satellites de ce type assurent une couverture globale de l'atmosphère terrestre, à l'exception des pôles. Ce système est complété par des satellites en orbite polaire, à 900 km d'altitude, qui offrent plus de précision. Les capteurs utilisés permettent d'observer les nuages et leur déplacement, de mesurer des températures ou le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère. Parallèlement au système opérationnel de veille météorologique, la météorologie est un domaine très actif de la recherche en télédétection ; des capteurs encore expérimentaux, utilisant les micro-ondes, effectuent de véritables sondages de l'atmosphère et mesurent la composition de la stratosphère (ozone) ou les termes du bilan radiatif. Le traitement des données par les physiciens a pour but d'obtenir des paramètres géophysiques susceptibles d'être intégrés dans des modèles numériques de prévision météorologique ou de l'évolution climatique future.

En **océanographie**, la télédétection offre l'avantage de permettre une vision synoptique de vastes régions qu'il est impossible d'obtenir par les moyens traditionnels (bateaux). Pour certaines études à petite échelle, les données des satellites météorologiques sont largement utilisées en océanographie (températures de surface de l'océan) ; pour les études côtières, ce sont les satellites de télédétection terrestre, équipés de capteurs à haute résolution, qui sont les plus utiles. Des satellites spécialisés

Chapitre 1

à vocation océanographique ont volé dans un passé récent (Nimbus, Seasat) ou volent depuis le début des années 90 (ERS-1 de l'Agence Spatiale Européenne, TOPEX-Poseidon). Les types de capteurs utilisés pour l'océanographie sont très variés. Les radiomètres utilisant le rayonnement visible analysent la couleur de l'océan, qui permet de mesurer la production biologique (plancton) et la turbidité; les radiomètres infrarouges ou microonde mesurent la température de surface de la mer. La répartition des températures ou des turbidités est un indice des courants océaniques. Les radars embarqués sur des avions ou certains satellites ont l'avantage d'être insensibles aux nuages; ils permettent d'observer les phénomènes ondulatoires présents sur l'océan, les vagues en particulier. Enfin, certains types particuliers de capteurs, radars-altimètres ou diffusiomètres sont utilisés pour mesurer avec une très grande précision l'altitude de la surface de la mer qui est un reflet de la dynamique océanique (courants généraux), ou la vitesse du vent sur la mer. Parmi les applications océanographiques de la télédétection, citons enfin l'étude des glaces de mer en régions polaires.

Les applications terrestres de la télédétection sont extrêmement variées. La photographie aérienne, sous toutes ses formes, est encore, sans doute pour peu de temps, le moyen le plus usuel de télédétection ; les photographies aériennes sont de plus en plus utilisées sous forme numérique de façon à permettre leur correction géométrique (orthophotos) et leur intégration dans les Systèmes d'Information Géographique. En télédétection spatiale, ce sont surtout les radiomètres optiques à haute ou très haute résolution qui sont utiles pour les applications terrestres. Depuis 1972, les progrès dans ce domaine sont remarquables : on est passé d'une résolution de 80 m (MSS de Landsat), à 30 m (Thematic Mapper) et à 20 et 10 m (HRV de SPOT). En géologie ou pour l'étude de la végétation, les radars imageurs, surtout aéroportés, sont aussi très utilisés. Le champ des utilisations de la télédétection ne cesse de s'élargir : cartographie, géologie et prospection minière, mais aussi surveillance des cultures ou du couvert forestier, urbanisme, aménagement, génie civil, etc... Le traitement de l'imagerie satellitaire numérique est une discipline en constant développement, et la baisse du coût des matériels informatiques a entraîné une augmentation rapide du nombre des utilisateurs.

1.4.4. L'acquisition des données aux applications :

1.4.4.1. Méthodes de traitement numérique des données de télédétection:

Le traitement de l'imagerie satellitaire numérique est une discipline en constant développement, et la baisse du coût des matériels informatiques a entraîné une augmentation rapide du nombre des utilisateurs.

1.4.4.2. Méthodes de travail en Télédétection:

Les systèmes de télédétection satellitaire fournissent tous des données numériques plutôt que des documents analogiques (photographies) : ces données sont disponibles soit sous forme de fichiers numériques sur support informatique (bandes magnétiques ou CD-ROM), soit sous forme de restitutions photographiques.

Chapitre 1

Jusqu'à ces dernières années, les méthodes de travail héritées de la photographie aérienne (photo-interprétation) sont restées largement dominantes pour les applications en télédétection: la photo-interprétation vise à effectuer sur les restitutions photographiques un zonage fondé sur la reconnaissance de zones homogènes par leurs teintes et leurs textures, et à la reconnaissance des grandes structures de l'image. La méthode reste tributaire des procédés de restitution utilisés qui ne sont pas contrôlés par l'interprète, et une part importante de l'information contenue dans les données numériques est ainsi perdue. La diffusion des ordinateurs et l'augmentation continue de leur puissance met aujourd'hui à la portée d'un nombre croissant d'utilisateurs la possibilité de recourir aux méthodes du traitement numérique des données. Le principal obstacle réside dans la nécessité de disposer, outre d'un ordinateur assez rapide, d'écrans couleur à haute définition, de périphériques de lecture et de stockage capables de gérer de gros volumes de données : une scène SPOT représente 27 à 40 Mo (méga-octets) d'information, une scène radar du satellite ERS-1 représente 130 Mo. Les méthodes de traitement numérique permettent d'utiliser au mieux des données de capteurs disposant de nombreux canaux. Les techniques de correction géométrique des images les rendent superposables à des cartes ou superposables entre elles, permettant des analyses multi-dates.

Trois grands types de démarches peuvent être distingués :

- le premier type consiste à préparer soit même, à partir des données brutes, une ou plusieurs restitutions qui seront choisies pour faciliter ensuite une interprétation visuelle privilégiant tel ou tel type de phénomènes. Ces techniques peuvent être regroupées sous les termes d'édition et amélioration d'image. Les procédés de filtrage ou de lissage permettent d'atténuer, de rehausser, ou d'extraire certains aspects de l'information contenue dans l'image ; le calcul de néo-canaux par combinaison de canaux bruts permet de synthétiser l'information multi spectrale en vue de faciliter son interprétation.
- le second type de démarche vise à identifier et à classer, par des techniques statistiques, les pixels composant l'image, en vue de transformer celle-ci en une carte thématique de la région. Ces méthodes de classification d'image ont le même objectif que le zonage en photo-interprétation. En géographie, la classification sera le plus souvent une classification dirigée (ou supervisée) après le plus souvent une classification non supervisée, qui part d'une connaissance du terrain et du choix d'un certain nombre de sites-test bien identifiés, qui fourniront des échantillons statistiques en vue de la classification.
- le troisième type a pour objectif d'analyser les propriétés de surfaces bien identifiées par un étalonnage et une transformation du signal radiométrique (luminance) mesuré par le capteur en une propriété physique de la surface : un bon exemple de ce traitement physique est l'étude de la température de surface de la mer. Le traitement physique a souvent pour objectif de comparer les grandeurs physiques extraites de l'image à des mesures de terrain ou à un modèle qui reproduit la relation entre la radiométrie et la grandeur physique recherchée.

Les données, les images ou les classifications issues du traitement numérique de la télédétection sont aujourd'hui souvent exploitées dans les Systèmes d'Information Géographique. Les SIG sont des logiciels spécialisés dans le maniement et le croisement de

Chapitre 1

données spatiales pour la production d'informations géographiques en vue de l'analyse et de la gestion des territoires.

Dans tous les cas, ces méthodes nécessitent de cumuler des connaissances en physique, et des connaissances thématiques sur la région à étudier.

1.4.5. Le système professionnel de traitement d'images:

Un système professionnel de traitement d'images est composé de :

- écran monochrome ou couleur pour la visualisation d'images;
- processeur analogique ou gestionnaire des entrées-sorties vidéo des systèmes; mémoire d'écran;
- mémoire de masse pour le stockage d'une grande masse d'informations;
- micro-ordinateur de 256K de mémoire;
- carte graphique 4 couleurs (résolution d'au moins 320 × 200);
- logiciel approprié de traitement d'images; et
- unité d'imprimante graphique.

L'affichage couleur constitue le système de représentation le plus informatif en image d'autant plus que l'oeil humain ne peut discerner qu'une plage limitée nuancée de gris. Les systèmes les plus utilisés sont:

- le système RGB (Rouge, Gris, Bleu) qui est additif (vert + bleu = cyan, bleu + rouge = magenta, rouge + vert = jaune);
- le système HSB (Intensité, Teinte, Saturation) utilisé dans la définition des palettes de couleur conventionnellement à chaque niveau de gris de l'image;
- la composition colorée ou représentation simultanée d'une image multi-spectrale; les trois bandes sélectionnées servant alors de composantes primaires pour le système de représentation choisi (en général RGB). La principale finalité du traitement numérique d'images est de réaliser une image devant servir de support cartographique.

Et dans notre travail, nous utilisons google earth engine.

1.4.5.1. Qu'est-ce que Earth Engine?

Earth Engine est une plateforme d'analyse scientifique et de visualisation d'ensembles de données géospatiales, destinée aux utilisateurs universitaires, à but non lucratif, professionnels et gouvernementaux.

Earth Engine héberge des images satellite et les stocke dans des archives de données publiques qui incluent des images historiques de la Terre remontant à plus de quarante ans. Les images, ingérées quotidiennement, sont ensuite mises à disposition pour l'exploration de données à l'échelle mondiale.

Earth Engine fournit également des API et d'autres outils pour permettre l'analyse de grands ensembles de données.

1.4.5.2 En quoi Earth Engine est-il différent de Google Earth?

Google Earth vous permet de voyager, d'explorer et de découvrir le monde en interagissant avec

Chapitre 1

un globe virtuel. Vous pouvez afficher des images satellite, des cartes, des terrains, des bâtiments 3D et bien plus encore.

Earth Engine, quant à lui, est un outil d'analyse des informations géospatiales. Vous pouvez analyser la couverture forestière et hydrique, le changement d'utilisation des terres ou évaluer la santé des champs agricoles, parmi de nombreuses autres analyses possibles.

Bien que les deux outils reposent sur certaines des mêmes données, seules certaines images et données de Google Earth sont disponibles pour analyse dans Earth Engine.

1.4.6. Données satellites:

L'imagerie satellite, joue, actuellement, un rôle important dans le suivi des phénomènes climatiques. Les données issues de la télédétection spatiale, dont la collecte se fait à téléchargement libre comme les produits issus des deux capteurs utilisés dans ce travail. Et dans notre travail, nous utilisons landsat 8.

1.4.6.1. Le satellite LANDSAT :

Afin d'analyser la relation entre le NDVI et la précipitation sur une zone d'étude, la télédétection semble être un outil adéquat. De ce fait, ce travail est basé sur des images journalières issues du capteur du satellite LANDSAT. Ces images ont une résolution et elles couvrent la période de 2000 à 2018. Les images ont été choisies dans En deux périodes, qui est l'année du début et de la fin de l'étude, pour voir la différence

Le satellite LANDSAT 7 évolue à 705 km d'altitude a été lancé en 1999. Il est équipé d'un capteur multi-spectral (ETM+). Il comporte en plus une bande panchromatique à haute résolution (15 m de résolution et une bande thermique de résolution 60 m) avec une durée de cycle 16 jours au-dessus du même point. Toutefois, les données issues de LANDSAT sont exploitées essentiellement pour valider les cartes d'occupation du sol et les cartes de l'humidité du sol.

Visible			Proche et Moyen infra rouge			Infra rouge thermique		
Bande	Domaine spectral (µm)	Résolution spatiale (m)	Bande	Domaine spectral (µm)	Résolution spatiale (m)	Bande	Domaine spectral (µm)	Résolution spatiale (m)
1	0,45 - 0,52	30 m	4	0,76- 0,90	30 m	6	10,4-12,5	60 m
2	0,52- 0,60	30 m	5	1,55 -1,75	30 m			
3	0,63- 0,69	30 m	7	2,08- 2,35	30 m			

Tableau1.2: les bandes utilisées.

Chapitre 1

1.5. Estimation de la température de surface par méthode split window:

1.5.1. Calcul LST méthode SW:

L'algorithme SW appliqué dans cet article a été proposé par Jiménez-Muñoz et al. (2014) basée sur la structure mathématique proposée par Sobrino et al. (1996).

La température à la surface du sol peut être estimée ou calculée à l'aide des bandes thermiques Landsat 8. Il suffit d'appliquer un ensemble d'équations via un calculateur d'images raster (ArcMap, ArcGIS Pro, QGIS).

Calculer la température de la surface terrestre (LST) en utilisant les bandes Landsat 8. En particulier, la bande 10 comme bande thermique et les bandes 4 et 5 pour calculer l'indice de végétation par différence normale (NVDI).

Pour calculer le LST, utilisez les formules USGS, cet exemple effectue simplement les calculs sans entrer dans les détails sur les fondamentaux. Le processus est synthétisé les étapes ci-dessous:

a). Calcul de la radiance spectrale TOA (Top of Atmosphérique):

$$L_{\lambda} = M_l \times Q_{cal} + A_l \quad 1.7$$

Avec:

ML = facteur de redimensionnement multiplicatif spécifique à la bande à partir des métadonnées (RADIANCE_MULT_BAND_x, où x est le numéro de bande).

Qcal = correspond à la bande 10

AL = Facteur de redimensionnement additif spécifique à la bande à partir des métadonnées (RADIANCE_ADD_BAND_x, où x est le numéro de bande).

b). Conversion de température TOA en luminosité:

Les données de la bande TIRS peuvent être converties de la température spectrale au sommet de la température de luminosité de l'atmosphère en utilisant les constantes thermiques fournies dans le fichier de métadonnées:

$$TB = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{k_1}{L_{\lambda}} + 1\right)} \dots (kelvin) \quad 1.8$$

$$TB = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{k_1}{L_{\lambda}} + 1\right)} - 273 \dots (C^{\circ}) \quad 1.9$$

Chapitre 1

K1 = Constante de conversion thermique spécifique à la bande à partir des métadonnées (K1_CONSTANT_BAND_x, où x est le numéro de bande thermique).

K2 = Constante de conversion thermique spécifique à la bande à partir des métadonnées (K2_CONSTANT_BAND_x, où x est le numéro de bande thermique).

T= température de luminosité supérieure de l'atmosphère.

c) Conversion de la température At-Satellite à la température de surface terrestre:

Nous sommes maintenant prêts à convertir la température de luminosité At-satellite à la température de la surface du sol, en utilisant l'équation suivante:

$$T = \frac{TB}{[1+(\lambda \times \frac{TB}{C_2}) \times \ln(e)]} \quad 1.10$$

Avec:

λ = Longueur d'onde du rayonnement émis.

$$C_2 = \frac{h \cdot c}{k} = 1.4388 \cdot 10^{-2} \text{m} \quad k = 14388 \mu\text{m} \cdot \text{K}$$

h=constant de Planck = $6.626 \cdot 10^{-34} \text{Js}$

s= constant de Boltzmann = $1.38 \cdot 10^{-23} \text{J/K}$

c= vitesse de la lumière= $2.998 \cdot 10^8 \text{m/s}$

Les valeurs de ... pour les bandes LANDSAT sont répertoriées dans le tableau suivant:

satellite	bande	$\lambda(\mu\text{m})$
Landsat 4.5.7	6	11.45
Landsat 8	10	10.8
Landsat	11	12

Table1.3: longueur d'onde centrale des bandes Landsat.

Il faut noter que le calcul du NDVI est important car, par la suite, il faut calculer la proportion de végétation (Pv), qui est fortement liée au NDVI, et l'émissivité (ϵ), qui est liée au Pv.

e) Calculate Emissivity ϵ :

Une autre procédure opérationnelle (facile à appliquer) consiste à obtenir l'image LSE à partir du NDVI. Parmi les différentes approches données dans la littérature (Sobrino & Raissouni, 2000 ; Valor & Caselles, 1996 ; Van de Griend & Owe, 1993), une modification de la dernière a été utilisée, le choix d'une valeur type pour le sol est une question plus critique, en raison de la variation des valeurs d'émissivité plus élevée pour les sols par rapport à ceux de la végétation. Une solution possible est d'utiliser la valeur moyenne des émissivités des sols inclus dans la bibliothèque spectrale ASTER (<http://asterweb.jpl.nasa.gov>) et filtré selon la fonction de filtre de la bande TM6. De cette manière, en considérant un total de 49 spectres de sols, une valeur moyenne de 0,973 (avec un écart type de 0,004) est obtenue. En utilisant ces données (émissivités TM6 du sol et de la végétation de 0,97 et 0,99,

Chapitre 1

respectivement), l'expression finale de LSE est donnée par:

$$\varepsilon = 0.004 \times p_v + 0.968 \quad 1.11$$

p_v est la proportion de végétation obtenue selon (Carlson & Ripley, 1997):

$$p_v = \frac{(NDVI - NDVI_{min})^2}{(NDVI_{MAX} - NDVI_{min})^2} \quad 1.12$$

f) Algorithme SW:

Les algorithmes SW sont également appelés méthodes multicanaux et utilisent les différentes absorptions de deux canaux TIR, linéarisant ou non linéarisant RTE en fonction de la température ou de la longueur d'onde (Jin et al. 2015). Selon Jiménez-Muñoz et al. (2014) l'algorithme SW appliqué dans cette étude est calculé par:

$$LST = T_{i_{sen}} + 1.378(T_{i_{sen}} - T_{j_{sen}}) + 0.183(T_{i_{sen}} - T_{j_{sen}})^2 - 0.286 + (54.3 - 2.238\omega)(1 - \varepsilon) + (-129.2 + 16.4\omega)\Delta\varepsilon \quad 1.13$$

1.6. Calcul de l'indice de végétation NDVI:

Les algorithmes utilisés pour l'Indice de Végétation NDVI (Normalized Difference Végétation Index) ont évolué au cours de ces dernières années à partir de l'équation de base (Rouse et al. 1974, Jackson, 1983 ; Purevdorj et al. 1998) :

$$NDVI = \frac{R_{PIR} - R_R}{R_{PIR} + R_R} \quad 1.14$$

Où R_{PIR} est la réflectance dans le proche infrarouge et R_R est la réflectance dans le rouge.

PIR (0,725–1,1 μm). R_R (0,58-0,68 μm).

1.7. Estimation de l'albédo:

L'albédo est une propriété importante du bilan thermique de la surface de la Terre. Une définition simple de l'albédo (a) est la réflectance moyenne du spectre solaire. Cette quantité sans unité va de 0 à 1,0 et variera en fonction de la couverture terrestre. Par exemple, la neige aurait une valeur élevée et les forêts de conifères une valeur faible.

L'entrée pour le calcul de l'albédo sera une image Landsat qui a été convertie des nombres numériques en réflectance du haut de l'atmosphère (TOA). Veuillez-vous référer à la FAQ Conversion de nombres numériques en réflectance du haut de l'atmosphère sur ce site pour des instructions détaillées sur la façon d'accomplir cela.

Liang (2000) a développé une série d'algorithmes pour calculer l'albédo à partir de divers capteurs satellites. Sa formule Landsat pour calculer l'albédo des ondes courtes Landsat a été normalisée par Smith (2010) et est présentée ci-dessous.

Chapitre 1

$$a = \frac{0.356\rho_1+0.130\rho_3+0.373\rho_4+0.085\rho_5+0.072\rho_7-0.0018}{0.356+ 0.130+ 0.373+ 0.085+ 0.072} \quad 1.15$$

Où ρ représente les bandes Landsat 1, 3, 4, 5 et 7. Notez que la bande Landsat 2 (verte) n'est pas utilisée.

1.8. Estimation de l'évapotranspiration par la télédétection

Il existe dans la littérature (comme précédemment vu) une bonne documentation sur l'évapotranspiration et il est relativement facile d'essayer de déterminer les superficies de cultures, leur stade de développement et leur niveau de stress hydrique sous les conditions au champ. Ceci devient plus compliqué quand les variables évoluent en fonction du temps, de l'espace et des types de cultures. Les modèles de calcul d'évapotranspiration se sont assez vite heurtés à leur plus difficile paramètre, à savoir, le comportement particulier des cultures ainsi que leur variété (Chemin, 2003).

Dans le cas d'un bassin versant de grande superficie, très variable sur le plan agro climatique, le calcul de l'évapotranspiration basé sur l'équation du bilan d'énergie peut s'avérer intéressant.

Ces dernières décennies ont vu l'arrivée de plusieurs méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection, basées sur le calcul du bilan d'énergie et les échanges de flux entre le sol et l'atmosphère.

Courault et al. (2005) classent les méthodes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection en plusieurs catégories, à savoir :

- les *méthodes empiriques directes* où les données de télédétection sont directement introduites dans des modèles semi-empiriques d'estimation de l'évapotranspiration (exemple : modèle simplifié de Jackson et al., 1977)
- les *méthodes résiduelles du bilan d'énergie* combinant certaines relations empiriques avec des modules physiques (exemple : SEBI, SEBAL)
- les *méthodes déterministes* généralement basées sur des modèles plus complexes tels que les modèles de transfert sol-végétation-atmosphère (SVAT) qui calculent les différents termes du bilan d'énergie
- les *méthodes basées sur les indices de végétation*, ou méthodes inférentielles basées sur l'utilisation de la télédétection pour le calcul de facteurs de réduction tels que K_c , pour l'estimation de l'évapotranspiration.

Dans ce qui suit, nous ferons une revue des méthodes les plus courantes d'estimation de l'évapotranspiration par télédétection en se basant sur la classification de Courault et al. (2005) qui nous a paru assez bien structurée.

1.9. Le modèle choisi:

1.9.1 Modèles hydrologiques détaillé :

Le bilan hydrique du sol représente un élément clé de la structure de nombreux modèles pluie-ruissellement (R-R). Les modèles pluie-ruissellement sont principalement des outils de prévision du ruissellement pour le dimensionnement des infrastructures hydrauliques, la gestion

Chapitre 1

de l'eau et la gestion de la qualité de l'eau. Sur la base des informations sur les précipitations et la température, ils visent à simuler le bilan hydrique aux échelles locale et régionale en adoptant souvent un pas de temps quotidien. Dans la majorité des cas, la structure du modèle est une représentation conceptuelle du bilan hydrique, les paramètres du modèle devant être ajustés en utilisant les informations climatiques et pédologiques ainsi que les données hydrologiques, afin de faire correspondre les sorties du modèle aux sorties observées (Wagener et al., 2003). Les modèles R-R ont deux composants principaux: un module de comptabilisation de l'humidité du sol (également appelé fonction de production) et un module de routine (également appelé fonction de transfert). Dans le premier, l'état d'humidité du sol est mis à jour tandis que dans le second, l'hydrogramme de ruissellement est simulé. Les modèles diffèrent par les sous-modèles utilisés pour chaque processus hydrologique dans les deux modules. La méthode de calcul de l'infiltration, de l'évapotranspiration et des fuites est très importante dans le module de comptabilisation de l'humidité qui simule la dynamique de l'humidité du sol.

1.9.2. Sous-modèles d'évapotranspiration:

Nous soulignons le sous-modèle d'évapotranspiration du modèle GR4 qui est un modèle lumpé parcimonieux proposé par le CEMAGREF (France) et fonctionnant au pas journalier avec quatre paramètres. Une description complète du modèle est disponible dans (Perrin et al., 2003). A chaque pas de temps, un équilibre entre les précipitations quotidiennes et l'évapotranspiration potentielle quotidienne est effectué. Par conséquent, une capacité nette d'évapotranspiration E_n et une pluviométrie nette P_n sont calculées. Si $P_n \neq 0$, une partie P_s de P_n remplit le réservoir de sol (donc, P_s représente l'infiltration).

L'évapotranspiration réelle E_s est calculée comme une fonction non linéaire croissante de la teneur en eau impliquant le rapport w / x_1 .

$$\text{Pour } P \geq E_0; P_n = P - E_0 \text{ et } E_n = 0$$

$$\text{Pour } P < E_0; P_n = 0 \text{ et } E_n = E_0 - P$$

$$E_s = w \left(2 - \left(\frac{w}{x_1} \right) \right) \tanh\left(\frac{E_n}{x_1}\right) / \{1 + [(1 - w_{x_1}) \tanh\left(\frac{E_n}{x_1}\right)]\} \quad 1.17$$

le modèle VHB proposé par l'institut hydrologique suédois (Begström, 1976):

$$\Delta Q = P_e [1 - (w/FC)^{\beta'}] \quad 1.18$$

Le contrôle des taux d'évapotranspiration réels est effectué à l'aide d'un paramètre PWP représentant une teneur en eau seuil.

$$\frac{E_a}{E_0} = \frac{w}{PWP} \quad \text{Pour } w < PWP$$

$$\text{Et } E_a = E_0 \text{ pour } w > PWP$$

Chapitre 1

1.9.3. Problèmes d'étalonnage du modèle:

L'étalonnage des paramètres du modèle par rapport aux données de ruissellement est souvent effectué à l'aide de critères tels que le biais et l'erreur quadratique moyenne (RMSE), qui aident à quantifier l'écart entre les rejets observés y_0 et les rejets simulés y_i sur une période de temps fixe avec N observations.

$$RMSE = \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\psi_{si} - \psi_{oi})^2 \right)^{1/2} \quad 1.19$$

1.9.4. Étalonnage multicritère du modèle du VHB à l'aide des informations d'évapotranspiration régionales:

Le modèle pluviométrie VHB a été adopté, couplé à un outil d'optimisation SCE-UA. La méthode d'étalonnage adopte une fonction objective combinant trois critères: minimisation de l'erreur quadratique moyenne du ruissellement, minimisation de l'erreur de simulation du bilan hydrique, minimisation de la différence entre l'évapotranspiration moyenne annuelle simulée E_a et E_m régionale.

$$F_1 = Nash_R - \omega' ER_{RA} \quad 1.20$$

Il a été proposé d'inclure directement les informations sur l'évapotranspiration en adoptant une nouvelle fonction objective F_2 :

$$F_2 = Nash_r - 0.1ER_{RA} - 0.1ER_{ETRG} \quad 1.21$$

1.9.5. Etalonnage multicritère du modèle BBH à l'aide des informations d'évapotranspiration régionales:

L'objectif est de comparer les résultats du modèle BBH en utilisant le pas de temps décadal

$$L(s) = K_s \frac{e^{b(s-S_{FC})} - 1}{e^{b(1-S_{FC})} - 1} \quad 1.22$$

L'indice d'humidité tient compte des précipitations accumulées au cours de la journée réelle et des IX jours précédents.

$$CA_j = \frac{e^{((IH_j - a_c)/bc)}}{(1 + e^{(\frac{IH_j - a_c}{bc})})} \quad 1.23$$

$$IH_j = W_{j-1} + \omega'' \sum_{l=0}^{IX} P_{j-1} \quad 1.24$$

Dans chaque cas (a) et (b), un premier critère basé sur l'appariement du ruissellement décennal est adopté pour définir des solutions adéquates pour et ($0 < \eta < 1$; $0 < \eta < 1$). Un critère supplémentaire est basé sur l'appariement de l'évapotranspiration annuelle à long terme.

Chapitre 1

$$C_Y(\sigma, \eta) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |(y_{si} - y_{oi})/y_{oi}| \quad 1.25$$

$$C_E(\sigma, \eta) = \frac{1}{N'} \sum_{i=1}^{N'} |(E_{si} - E_m)/E_m| \quad 1.26$$

Dans y_{oi} et y_{si} sont respectivement le ruissellement volumique observé et simulé et N est le nombre de décennies simulées. E_{si} est l'évapotranspiration annuelle simulée et N' est le nombre d'années simulées.

Chapitre 1

Conclusion:

L'analyse des processus d'évaporation physique et de transpiration végétale dans le système sol-plante-atmosphère a permis de se rendre compte de la complexité de l'étude de l'évapotranspiration à l'échelle du bassin versant (Cosandey et al., 2012).

Pour cette raison, nous avons expliqué la notion de l'évapotranspiration et la télédétection et modélé utilise pour calcule l'évapotranspiration et sera également utile de présenter les caractéristiques de la zone étudiée et les traitements qui ont été effectués sur le niveau de satellites dans le chapitre suivant.

DEUXIEME CHAPITRE : PRESENTATION DE LA REGION D'ETUDE

Introduction:

La télédétection joue un rôle important dans l'étude des flux d'énergie et de masse. L'intérêt de la télédétection pour ce type d'étude repose sur ses possibilités d'accès aux différents domaines de longueurs d'onde, aux échelles de temps et d'espace variées. En particulier les domaines courtes et grandes longueurs d'onde apparaissent très complémentaires pour accéder au bilan d'énergie et à la productivité des couverts. Cependant, et bien que chacun des domaines soient utilisé, leur analyse combinée n'est encore qu'à son commencement. Un des objectifs de la présente étude est d'utiliser les données de télédétection multispectrale pour la cartographie des termes climatique et hydrologique.

Dans ce chapitre, Nous allons cartographier les différents paramètres climatiques et autres hydrologiques et nous allons faire les différentes corrélations entre eux afin d'aboutir a des résultats fiables pour enrichir les informations sur le climat -sol de région de Brézina et enfin sur toute la zone steppique algérienne.

Ce chapitre se divise en deux partie : la première consiste a présenter la zone d'étude sur le plan géographique ; climatique ; géologique et hydrogéologique

Dans la deuxième partie on expose les données offertes par l'imagerie satellitaire et leurs explorations dans les régions où les données de terrain sont rares. Plusieurs cartes sont élaboré le long de ce chapitre (température de surface et de l'air, précipitations, INDVI, LST etc.) et la relation de l'une à l'autre par corrélation ou via une carte combinée, ainsi que le calcul de l'évaporation et le suivie de l'état hydrique de sol.

Chapitre 2

2.1. Matériels et méthodes:

Le but de ce travail est de créer une carte d'évaporation et d'analyser les facteurs distinctifs de son développement et son rôle dans l'équilibre du système écologique. Premièrement, nous utilisons des images satellites pour suivre et analyser l'étude suivie d'un suivi de la végétation pour atteindre cet objectif nous avons utilisé les données satellitaires Landsat8 et les données climatiques de Terraclima.

2.2 Présentation de la zone d'étude:

La région de Brezina (Wilaya d'ElBayadh) fait partie de cet espace, caractérisé par une faible pluviométrie généralement inférieure à 200 mm/an, mais avec des évènements pluvieux à durée limitée et à forte intensité, tel qu'elle confirme l'état du couvert végétal et du niveau d'abrasion du sol à travers le bassin versant de l'Oued Seggar de Brézina.

Dans ce contexte, le barrage de Brezina fut construit achevé en 1998, pour appuyer le développement socio-économique de cette région. Ce Touvre a été construit à des fins agricoles.

En effet, la mise en service de cet ouvrage, a permis démobiliser les potentialités des eaux superficielles, qui avant la réalisation du barrage étaient drainées vers le Sud ,en déperdition.

2.2.1 Situation géographique :

Sur le plan administratif, la commune de Brezina fait partie de la wilaya d'El Bayadh.

Elle se trouve au sud de son territoire, constituant l'espace de transition entre l'Atlas saharien et le pré- Sahara et occupe une superficie totale de 16773,60 km (Fig Elle est limitée comme suit :

- ❖ au nord : par les communes de : Sidi Taifour, Sidi Amr, Ghassoul et Krekda ;
- ❖ au sud : par la wilaya de Ghardaia et Adrar ;
- ❖ au l'est : par les wilayas de Laghouat ;
- ❖ à l'ouest : par la commune de Labiodh Sidi Cheikh.

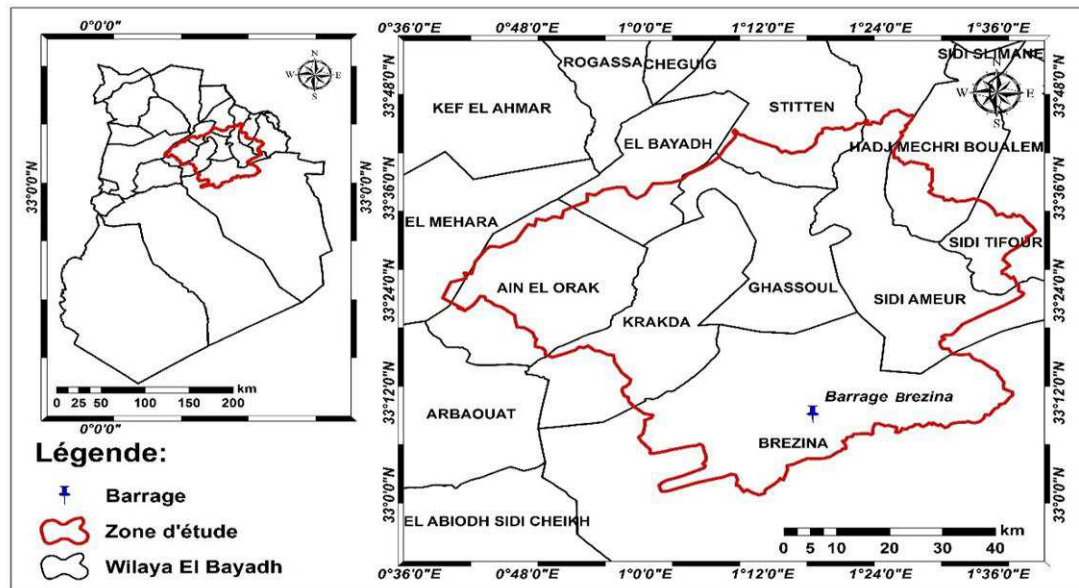


Figure 2.1: Localisation de la zone d'étude.

2.3 Les altitudes :

Nous remarquons à travers l'image qu'il y a un écart dans les hauteurs, car elles sont divisées en trois sections:

La première section, qui est le côté nord, est l'endroit où l'on trouve les plus grandes élévations du bassin, qui atteignent une hauteur de 2 km.

Quant au deuxième tronçon, qui est le milieu, dans lequel on retrouve les dénivelés moyens, où l'on constate que les hauteurs sont confinées entre 1 km et 1.5 km.

Quant à la troisième et dernière section, qui est la section basse qui vient au sud du bassin, où sa hauteur est limitée entre 800 mètres et 1 km.

Le côté nord est élevé et le côté sud est élevé, avec une hauteur maximale de 2 km, tandis que l'altitude la plus basse atteint 800 mètres.

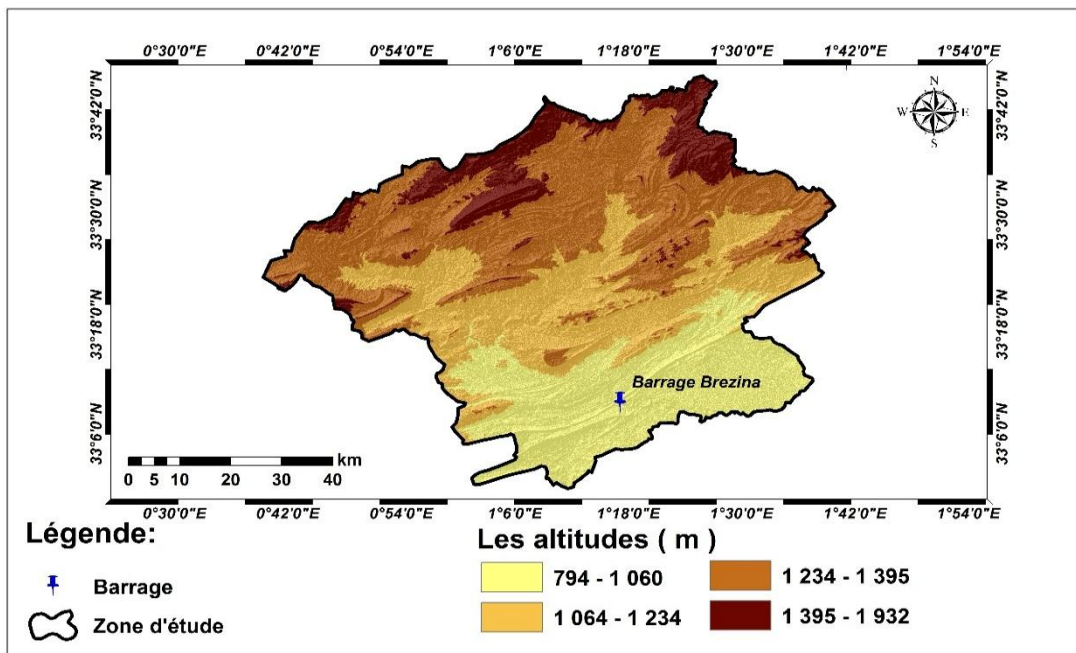


Figure 2.2: les altitudes de bassin versant (source MNT et SRTM)

2.4 La pente :

La topographie a une influence essentiellement indirecte, à travers la pente et l'altitude. En effet, de nombreux paramètres contrôlant le bilan hydrologique varient avec l'altitude (précipitations, températures, végétation, etc.). En outre, l'énergie potentielle étant la force motrice de l'écoulement de l'eau, la pente des bassins versants est naturellement un paramètre clé dans le ruissellement. Plus la pente est importante, plus cette énergie potentielle est élevée, et plus l'eau acquiert de la force et donc une forte capacité à dénuder mécaniquement les terrains drainés. Ce phénomène se produit pour des terrains dont la pente est telle que l'eau ne peut s'infiltrer, entièrement ou en partie, dans le sol. Les paramètres topographiques contrôlent l'agencement des reliefs et des paysages actuels, ainsi que l'organisation du réseau hydrographique du bassin. La connaissance de la pente d'une zone donnée est donc nécessaire pour comprendre la dynamique des écoulements. Le critère pente va ainsi permettre d'estimer le risque de ruissellement sur la zone étudiée. La notion de pente doit être associée à une échelle donnée.

La pente a une influence notable sur l'importance de ruissellement. Elle intervient, ainsi, dans le phénomène de ruissellement du fait de sa forme, de son inclinaison et de sa longueur.

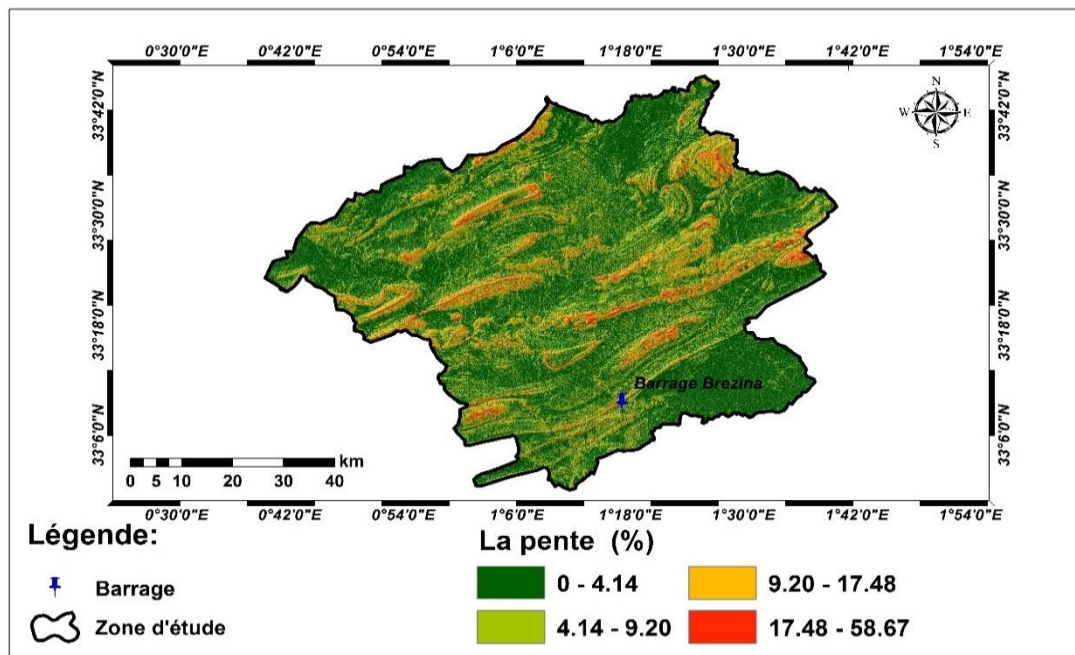


Figure 2.3: la pente de bassin versant (source MNT et SRTM)

D'après la carte des pentes, le relief du bassin versant de Brézina est :

Modérer dans sa majorité comme la majorité du bassin se situe entre l'inclinaison a (0-4.14%).

Une moyenne pente caractérise le reste du bassin versant de (4 à 17%) ;

Il y a des zones dans le bassin qui ont une tendance entre (17%- 59%), mais elles sont peu nombreuses.

2.5 Situation géographique du barrage Brézina :

Le barrage de Brezina est situé dans la wilaya d'El-Bayadh, à 80 km au sud du chef-lieu de Wilaya. L'ouvrage est implanté dans la gorge de Kheneg Larouia où se rejoignent les Oueds Mouillah et El Rhoul pour former l'Oued Seggar , à 03 km au Nord-est de la ville de Brézina (Fig II.4).

Chapitre 2

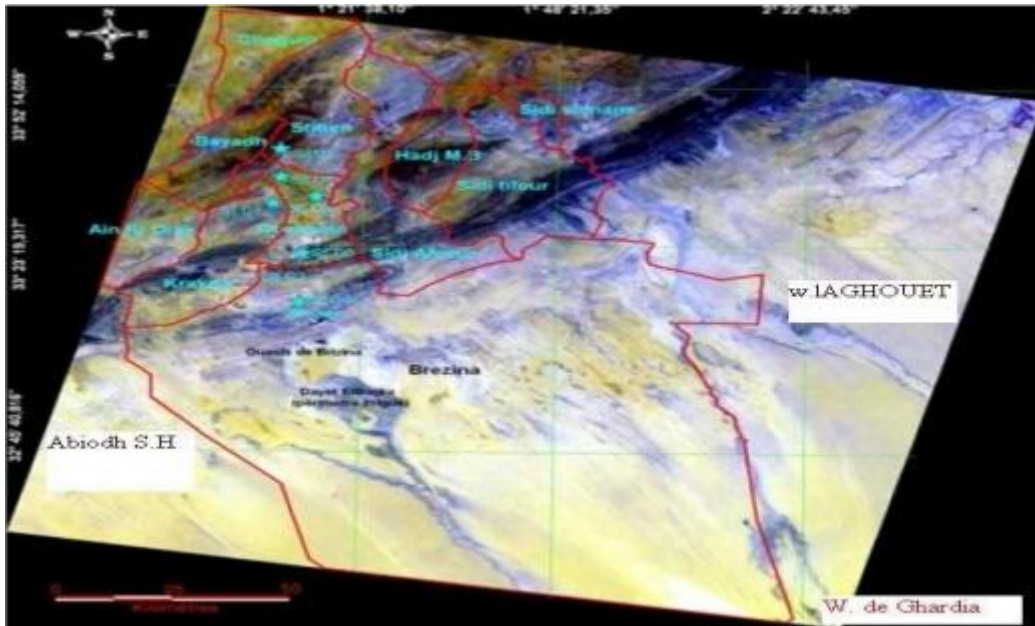


Figure 2.4: situation géographique du barrage brézina.

2.6 Géologie générale de la région :

Le substratum de la majeure partie du site est constitué de couche jurassique supérieur (kimméridgien) et des crétacées inférieures et quaternaires (holocène) alluvions /dunaires. Le long du secteur aval du fond du barrage Brezina.

Au sud de ces couches quaternaire (pléistocène inférieur-villafranchien), à l'aval de la retenue.

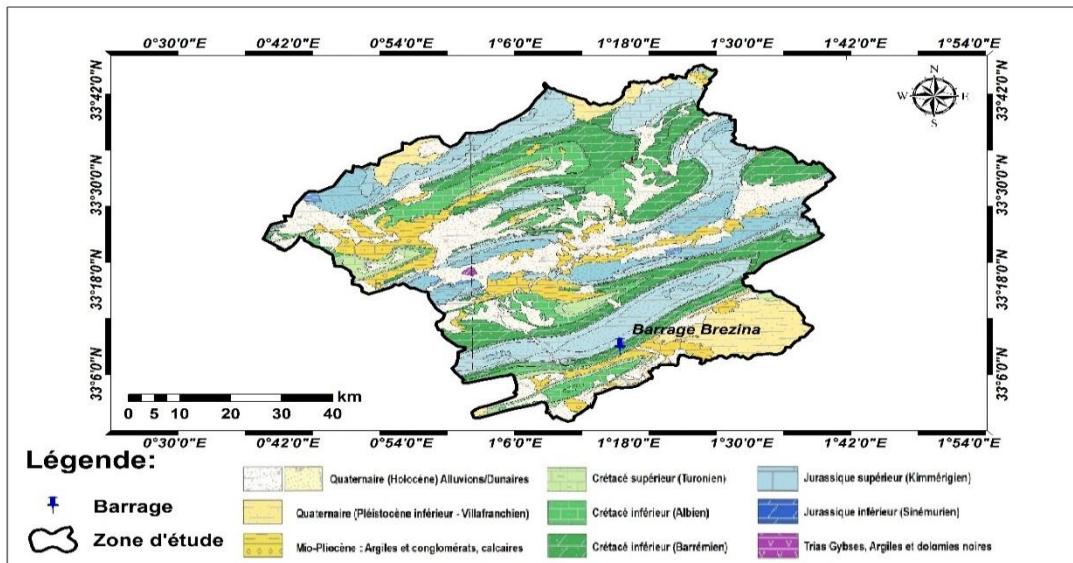


Figure 2.5: Géologie de la zone d'étude (source carte géologie de El Bayadh 1 /50000).

Chapitre 2

2.7 Climat:

Le climat est un facteur prépondérant dans la répartition spatiale de la végétation nous avons donc pris en considération comme paramètres climatiques : la pluviosité et la température qui sont d'une part, les données les plus disponibles et d'autre part, elles représentent les variables les plus influentes sur la végétation.

La région d'étude, sur le plan météorologique, constitue une zone de climat aride à semi-aride dans la totalité du bassin

Règne un climat semi-aride. Les pluies annuelles s'élèvent entre 100 et 400 mm à l'année, et se concentrent en hiver. Derrière l'abri de l'Atlas tellien, les précipitations diminuent assez sensiblement. Elles deviennent de plus en plus irrégulières et faibles vers le sud. L'altitude et la continentalité accusent les contrastes de températures entre le jour et la nuit (amplitude journalière nettement plus élevée que sur le littoral), mais aussi entre l'été et l'hiver (températures d'été très élevées avec des maximums supérieurs à 40 °C ; hivers froids avec de nombreux jours de gel). Les montagnes présahariennes, surtout les plus élevées, reçoivent quelques pluies supplémentaires.

Sur le plan biogéographique, la région d'étude appartient à la zone type semi-aride à aride. Mais il n'est pas possible de cultiver sans irrigation, l'eau est disponible, mais l'évaporation est élevée en raison de la température élevée.

2.7.1 Pluviométrie:

Pour cette étude de précipitation on s'est référencié d'une part sur les données de la station de Brézina et d'El Bayadh pour différentes périodes (1973 – 1989-1990 – 2011) et d'autre part sur les données de GEE(2002-2018). On remarque que :

La station d'El Bayadh (1990 – 2011) enregistre un cumul pluviométrie annuelle faible (**280.6 mm**) et une moyenne mensuelle de (**23.38 mm**), avec une répartition mensuelle assez régulière. Le mois le plus pluvieux est celui d'Octobre avec **36.4 mm** et un maximum enregistré de **51.5 mm**, tandis que le mois le plus sec est le mois de

Juillet avec une pluviométrie qui est de l'ordre **6.2 mm** et un maximum de pluie de **9 mm**. On note que les pluies moyennes mensuelles sont très faibles et pratiquement peu variables.

Chapitre 2

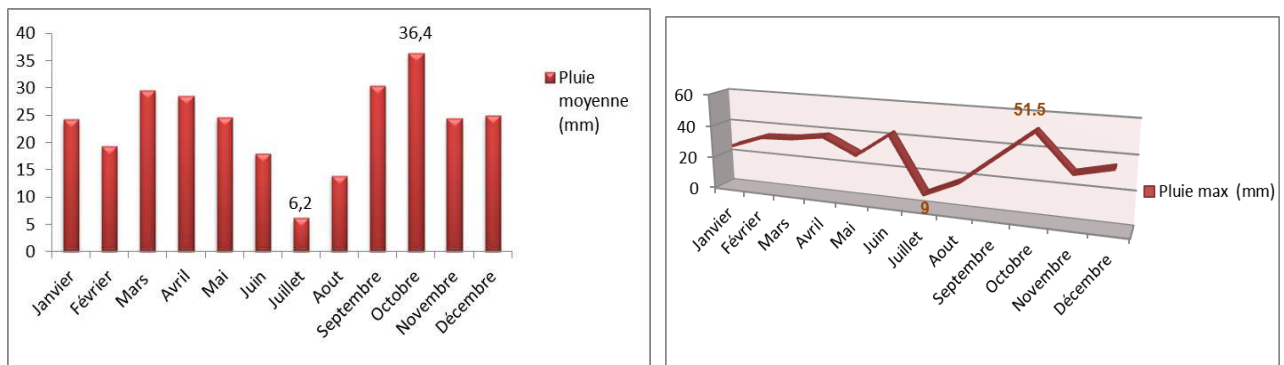


Fig2.6 : Précipitations moyennes mensuelles et pluie maximale à la station d'El Bayadh (1990 – 2011)

Pour la station de Brézina : la pluviométrie mensuelle varie entre 1.5 mm (Aout) et 12.2 mm au mois d'octobre avec une moyenne annuelle : de 90.7mm pendant la période de 17 ans (1972-1989). Le mois le plus pluvieux est le mois de mars avec un maximum de 32.6 mm.

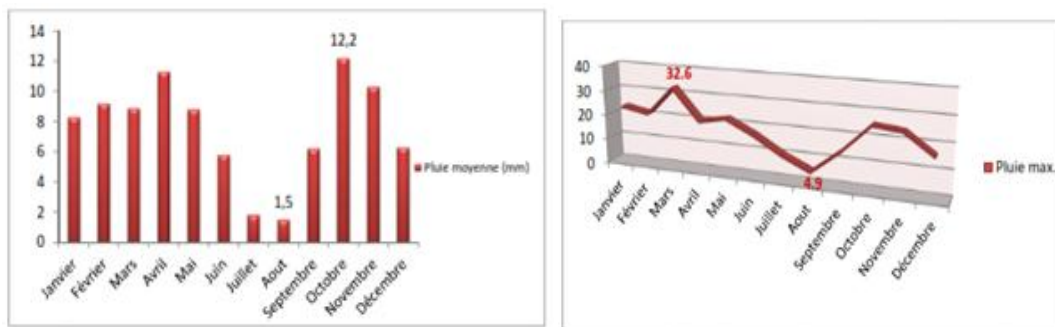


Fig2.7 : Précipitations moyennes mensuelles et pluie maximale à la station de Brézina (1973 – 1989)

Le bassin Brezina, appartenant à l'atlas vallonné du désert, il se caractérise par des hivers modérés et des étés chauds et secs.

On enregistre les hauteurs à 26,08 mm, puis on remarque les précipitations graduelles dans le reste du bassin, où l'on enregistre la valeur la plus basse, qui est de 11,31 mm. De là, nous concluons que les zones hautes sont plus arrosées que les zones basses et que la pluie diminue à mesure que nous nous éloignons de la mer en raison de l'épuisement progressif de l'atmosphère en vapeur d'eau.

2.7.2 Les températures :

La température représente un facteur important de l'évapotranspiration plus elle est forte la demande évaporatoire de l'atmosphère augmente. Pour évaporer une lame d'eau de 1 mm d'épaisseur, il faut 590 kcal/m², donc, elle est très importante dans l'évaluation de l'évapotranspiration (Diop., 2009).

Chapitre 2

Considérant toute la période d'étude, les caractéristiques des températures sur tout l'ensemble du BV de Brezina peuvent être résumées comme suit :

À l'échelle annuelle :

Les températures moyennes présentent une grande variation spatiale. Les bassins intérieurs sont l'une des zones les plus chaudes. Certes, le bassin versant Brezina la région la plus chaude avec des températures moyennes annuelles comprises entre 14°C et 19°C, en effet. Ceci s'explique par leur situation géographique bien abritée aux flux rafraîchissants du nord et favorable aux effets des vents chauds et secs de sud qui contribuent à rehausser les températures (Bousnia A., 2000). Ceci est en rapport avec l'effet de l'altitude qui entraîne une baisse de la température.

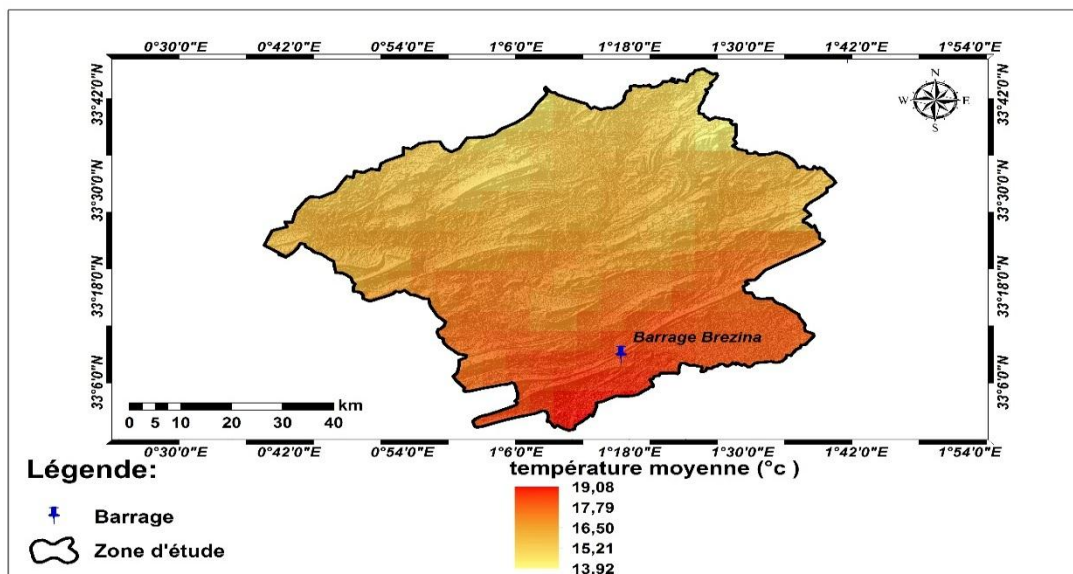


Figure 2.8: Les températures moyennes annuelles dans le BV de la Brezina entre 2000 et 2018 (source terraclimat GEE)

Chapitre 2

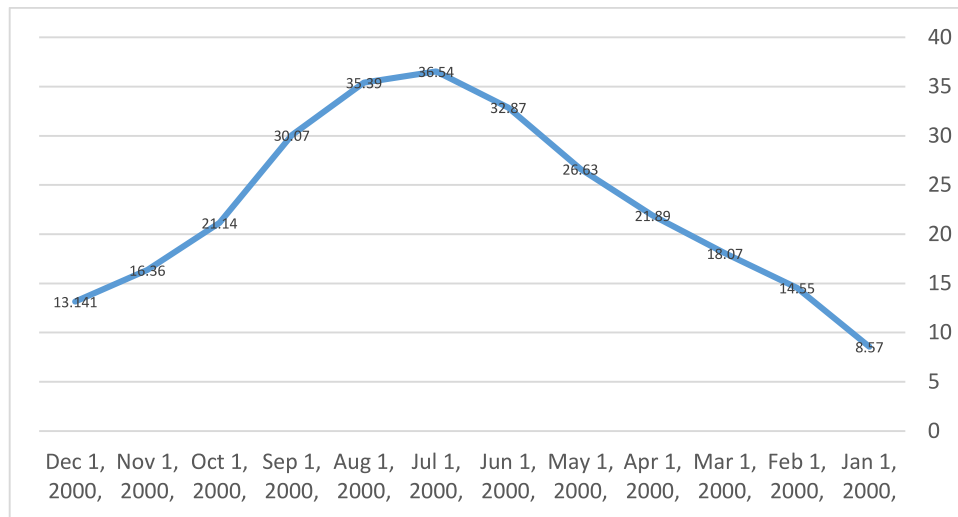


Figure 2.9 : Une courbe des températures moyennes l'année 2000 (source terraclimat GEE).

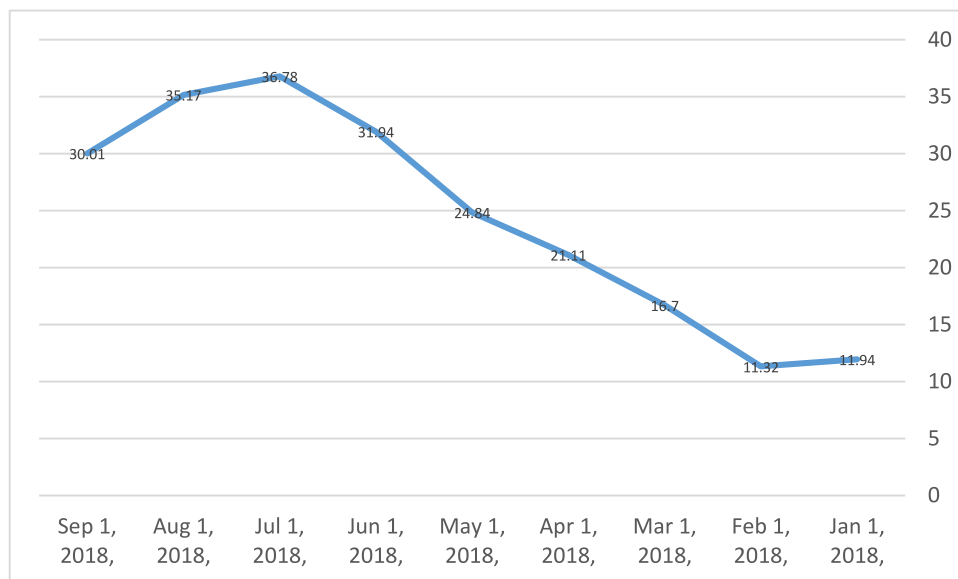


Figure 2.10 : Une courbe des températures moyennes l'année 2018 (source terraclimat GEE)

Nous remarquons à travers les deux courbes qu'il y a une convergence de la température moyenne, car nous avons enregistré les valeurs les plus basses en janvier, qui ne dépassaient pas 12 degrés. Quant à la valeur la plus élevée, bien sûr, elle a été enregistrée en été, qui s'élevait à 37 degrés. Comme nous l'avons déjà dit, la région est caractérisée par un hiver chaud et des étés chauds et secs.

2.7.3 Le vent :

Le vent constitue un facteur favorable à l'évapotranspiration, il intervient par sa vitesse et par ses caractéristiques hygrothermiques. De plus c'est un facteur écologique de premier ordre par les effets desséchants qu'il provoque sur la végétation puisqu'il substitue en permanence

Chapitre 2

de l'air nouveau sec à l'air qui se sature en eau par contact avec le sol . Dans le B.V de la brezina, les vents dominants soufflent du secteur Nord-Ouest et Nord-Est. Ceci entretient les flux humides du nord dans la région durant la majeure partie de l'année, en particulier, sur la rive gauche. De plus, la région n'est pas à l'abri des vents de secteurs sud chaud et sec d'origine saharienne. Ceci active le pouvoir évaporant de l'atmosphère. À cet égard, Rodier (1981) disait que « le Sirocco souffle généralement plus de vingt jours par an dans le bassin de la brezina ». L'arrivée de ce vent est accompagnée d'une hausse notable de la température et d'une chute rapide de l'humidité relative. Cette ambiance engendre, sans doute, des quantités d'évapotranspiration très importantes.

En automne et en hiver, nous signalons aussi la présence des couloirs venteux, en particulier. Ceci, est un facteur de variation de l'évapotranspiration surtout dans notre

bv Durant l'été le vent réagit, souvent, avec son pouvoir desséchant notamment par temps de Sirocco activant l'évaporation. Pendant le printemps, se trouve sous l'effet du vent du NordEst qui prend de l'importance, dans la mesure où l'influence du relief est négligeable.

En somme, BV de brezina est marqué par un climat très contrasté avec une grande variabilité inter-saisonnière et une variation spatiale très marquée même si à une courte distance.

2.8 Hydrographie:

Le bassin versant s'étend sur une superficie de 3677.5 km², laquelle est drainée par les oueds Ghasoul et oued Rahoul affluent d'Oued Seggueur sur lequel a été conçu le barrage et ses ouvrages annexes. L'Oued principal prend sa source plus au Nord, au niveau d'ElBayadh, et parcourt 160 Km avant de déboucher au niveau du site du barrage, au lieudit « KhangLarouia». A partir de ces gorges, situées sur la barre de calcaire fissuré de Djebel Diss, le cours d'eau quitte les Monts de l'Atlas, en direction d'OuedNamous qui se perd dans le désert de la Saoura. Dans son passage, Oued Seggueur alimente la nappe phréatique de l'oasis de Brézina et poursuit son cheminement vers la dépression de Daïet El Bagra et Daïet El Anz, où l'épandage naturel des eaux et des limons fertiles, donne à cette localité une importance économique au monde rural de la région. A ce niveau, une Périmètre irrigué est en cours d'achèvement sur une superficie de 1000 ha, équipé d'un réseau d'arrosage par aspersion. La carte relative au réseau hydrographique témoigne d'un chevelu bien hiérarchisé.

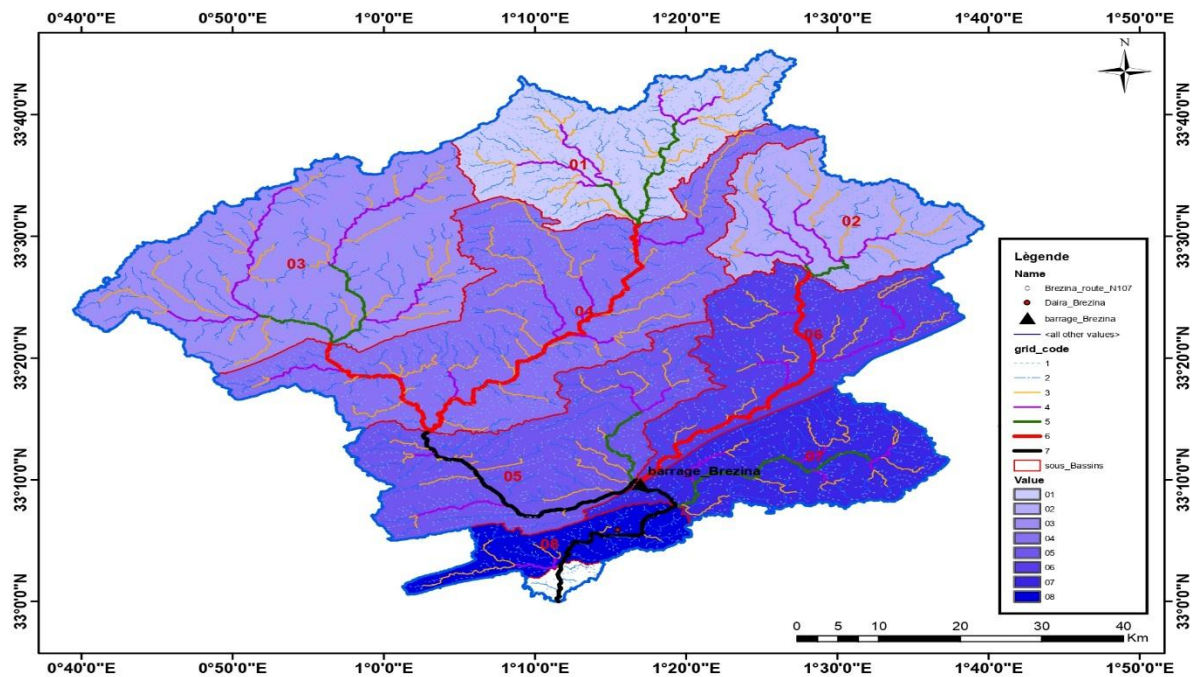


Figure 2.11.: Réseau hydrographique de la zone d'étude.

2.9 Hydrogéologie:

Le substratum de la majeure partie du site est constitué des aquifères profondes et aquitères possédant des ressuyres très limitées. Le long du secteur aval du fond du barrage Brézina, Peu de choses se chevauchent aquifère discontinu (juras moy).

Concernant la nappe de Brézina l'évaporation montre que l'essentiel de la palmeraie et de la ville même; est fondé sur les terrains du tertiaire continental gravelo-sablo-argileux, à gros éléments arrondis. Une relation d'échange d'eau peut s'établir entre la nappe du tertiaire et celle des alluvions quaternaires de oued Seggeur, et cela tant en rive gauche qu'en rive droite.

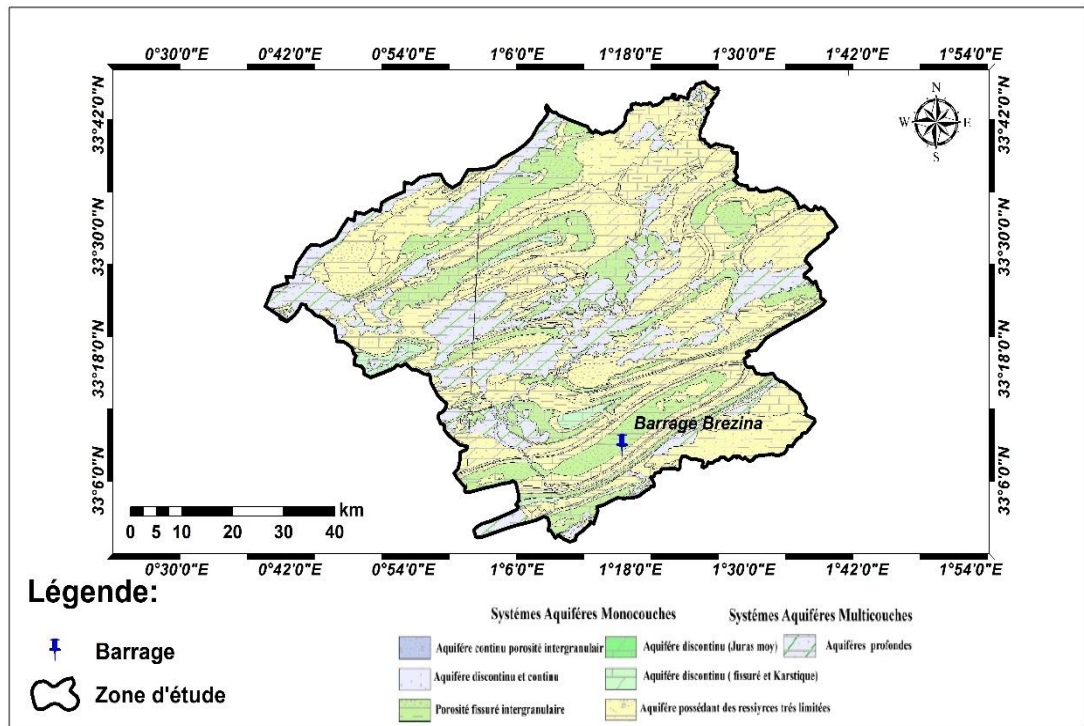


Fig.2.12.: hydrogéologie de la zone (source landsat7 et 8)

2.10. Données utilisées:

Pour la réalisation de ce travail nous avons eu recours à trois catégories de données (les images satellites, données géographiques et météorologiques et base de données). Ainsi, nous avons essayé de croiser ces données, pour y chercher des relations.

2.10.1. Données météorologiques:

Nous prenons les données de précipitations de la basse terra climat où elles contiennent données sur le climat mensuel et le bilan hydrique climatique pour les surfaces terrestres mondiales. Il utilise une interpolation climatiquement assistée, combinant des normales climatologiques à haute résolution spatiale de l'ensemble de données WorldClim, avec une résolution spatiale plus grossière, mais des données variant dans le temps de CRU Ts4.0 et de la ré-analyse japonaise de 55 ans (JRA55). Conceptuellement, la procédure applique des anomalies interpolées variant dans le temps de CRU Ts4.0 / JRA55 à la climatologie à haute résolution spatiale de WorldClim pour créer un ensemble de données à haute résolution spatiale qui couvre un enregistrement temporel plus large.

Les informations temporelles sont héritées de CRU Ts4.0 pour la plupart des surfaces terrestres mondiales pour la température, les précipitations et la pression de vapeur. Cependant, les données JRA55 sont utilisées pour les régions où les données CRU n'avaient aucune contribution climatique. Pour les principales variables climatiques qui sont la température, la pression de vapeur et les précipitations, l'Université de l'Idaho fournit des données supplémentaires sur le nombre de stations (entre 0 et 8) qui ont contribué aux

Chapitre 2

données CRU Ts4.0 utilisées par TerraClimat. JRA55 a été utilisé exclusivement pour le rayonnement solaire et la vitesse du vent.

TerraClimat produit également des ensembles de données mensuels sur le bilan des eaux de surface à l'aide d'un modèle de bilan hydrique qui intègre l'évapotranspiration de référence, les précipitations, la température et la capacité en eau du sol extractible par les plantes interpolées. Un modèle de bilan hydrique climatique Thornthwaite-Mather modifié et des données sur la capacité de stockage de l'eau du sol extractible ont été utilisés à une grille de 0,5 ° de Wang-Erlandsson et al. (2016).

2.10.2. Conditions d'utilisation

L'ensemble de données est dans le domaine public sous la licence Creative Commons Public Domain (CC0).

nom	unités	min	max	échelle	description
aet	Mm	0*	3140*	0.1	Actual evapotranspiration, derived using a one-dimensional soil water balance model
pr	Mm	0*	7245*		Precipitation accumulation
tmmn	°C	-770*	387*	0.1	Minimum temperature
tmmx	°C	-670*	576*	0.1	Maximum temperature

Tableau2.1: Certains ensembles de données(ref)

2.10.3. Données satellites:

L'imagerie satellite, joue, actuellement, un rôle important dans le suivi des phénomènes climatiques. Les données issues de la télédétection spatiale, dont la collecte se fait à téléchargement libre comme les produits issus des deux capteurs utilisés dans ce travail. Et dans notre travail, nous utilisons landsat 8 et landsat 7.

2.10.3.1. Le satellite LANDSAT:

Afin d'analyser la relation entre le NDVI et la précipitation sur une zone d'étude, la télédétection semble être un outil adéquat. De ce fait, ce travail est basé sur des images journalières issues du capteur du satellite LANDSAT. Ces images ont une résolution et elles couvrent la période de 2000 à 2018. Les images ont été choisies dans En deux périodes, qui est l'année du début et de la fin de l'étude, pour voir la différence

Chapitre 2

Le satellite LANDSAT 7 évolue à 705 km d'altitude a été lancé en 1999. Il est équipé d'un capteur multi-spectral (ETM+). Il comporte en plus une bande panchromatique à haute résolution (15 m de résolution et une bande thermique de résolution 60 m) avec une durée de cycle 16 jours au-dessus du même point. Toutefois, les données issues de LANDSAT sont exploitées essentiellement pour valider les cartes d'occupation du sol et les cartes de l'humidité du sol.

Tableau2.2: les bandes utilisees

Visible			Proche et Moyen infra rouge			Infra rouge thermique		
Bande	Domaine spectral (µm)	Résolution spatiale (m)	Bande	Domaine spectral (µm)	Résolution spatiale (m)	Bande	Domaine spectral (µm)	Résolution spatiale (m)
1	0,45 - 0,52	30 m	4	0,76- 0,90	30 m	6	10,4-12,5	60 m
2	0,52- 0,60	30 m	5	1,55 -1,75	30 m			
3	0,63- 0,69	30 m	7	2,08- 2,35	30 m			

2.10.3.2. Traitement des données satellitaires:

Pour traiter les images que nous avons utilisées dans notre travail google earth engine.

Qu'est-ce que Earth Engine?

Earth Engine est une plateforme d'analyse scientifique et de visualisation d'ensembles de données géospatiales, destinée aux utilisateurs universitaires, à but non lucratif, professionnels et gouvernementaux.

Earth Engine héberge des images satellite et les stocke dans des archives de données publiques qui incluent des images historiques de la Terre remontant à plus de quarante ans. Les images, ingérées quotidiennement, sont ensuite mises à disposition pour l'exploration de données à l'échelle mondiale.

Earth Engine fournit également des API et d'autres outils pour permettre l'analyse de grands ensembles de données.

En quoi Earth Engine est-il différent de Google Earth?

Google Earth vous permet de voyager, d'explorer et de découvrir le monde en interagissant avec un globe virtuel. Vous pouvez afficher des images satellite, des cartes, des terrains, des bâtiments 3D et bien plus encore.

Earth Engine, quant à lui, est un outil d'analyse des informations géospatiales. Vous pouvez analyser la couverture forestière et hydrique, le changement d'utilisation des terres ou évaluer

Chapitre 2

la santé des champs agricoles, parmi de nombreuses autres analyses possibles.

Bien que les deux outils reposent sur certaines des mêmes données, seules certaines images et données de Google Earth sont disponibles pour analyse dans Earth Engine.

2.10.3.3. Contrôle de la qualité des données:

La qualité des données revêt une importance toute particulière. Elle détermine, en effet, la qualité des résultats. Pour cela, on pose les questions essentielles : est-ce que les données collectées peuvent répondre à nos objectifs ? Sinon, est-il possible de les contrôler pour les adapter ? Dans ce cas, quels sont les traitements nécessaires ?

2.10.4 Les données météorologiques:

Pour comparer le fichier pluviométrie avec les données NDVI, nous avons extrait toutes les informations du terra climat exactement de la couverture nuageuse CRU (température, gel, évaporation, précipitations) via un fichier Excel contenant toutes les informations de 1901 à décembre 2019.

Les données CRU TS4.04 sont des champs de grille mensuels basés sur des données de surveillance mensuelles calculées à partir de données quotidiennes ou quasi quotidiennes par le service météorologique national et d'autres facteurs externes. Les fichiers de données ASCII et NetCDF contiennent des valeurs moyennes mensuelles pour les divers paramètres.

2.11. Comment calculer la corrélation entre toutes les relations:

2.11.1 Coefficient De Corrélation:

Le coefficient de corrélation linéaire r donne une mesure de l'intensité et du sens de la relation linéaire entre deux variables. Son calcul est assez complexe, c'est pourquoi on utilise souvent la calculatrice ou un logiciel. On s'intéresse ici à son interprétation.

Afin de présenter les types de caractéristiques du bassin en fonction de la zone d'influence, des points du bassin ont été mis à jour. Chaque point est utilisé pour extraire les informations dont nous avons besoin, comme les précipitations, la température, etc. Les pixels à chaque point sont pris pour calculer la moyenne, puis nous calculons le coefficient.

Chapitre 2

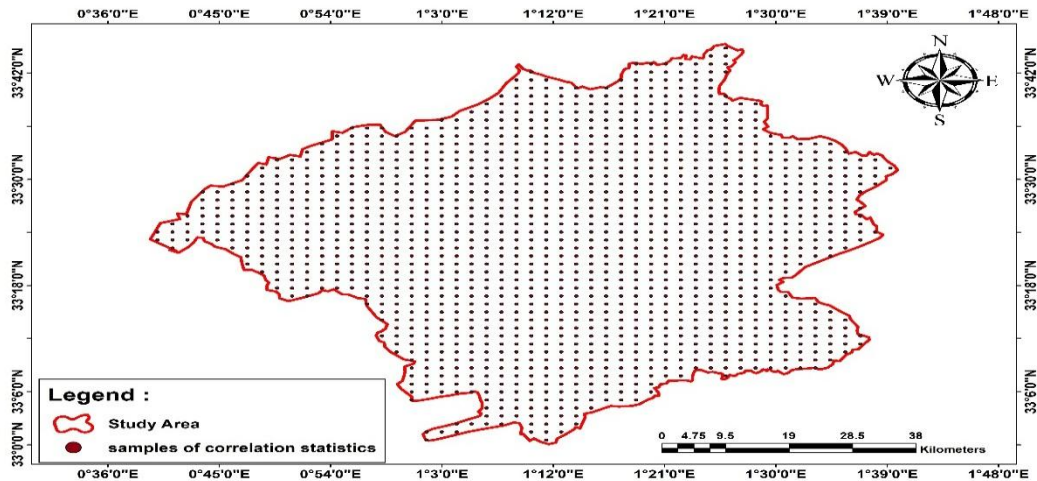


Figure 2.13: Emplacement des zones circulaires (LANDSAT 8)

De corrélation linéaire de Bravais-Pearson. Ce coefficient permet de détecter la présence ou l'absence d'une relation linéaire entre deux caractères quantitatifs continus (Grasland, 2000). La formule pour le calcul de ce coefficient de corrélation est:

$$r_p = \frac{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x}) \times (y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \times \sqrt{\sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}} \quad 2.1$$

Où : x_i et y_i sont les données respectives des variables

Le coefficient de corrélation est compris entre -1 et 1. Les valeurs intermédiaires renseignent sur le degré de dépendance linéaire entre les deux variables. Plus, le coefficient est proche des valeurs extrêmes -1 et 1, plus la corrélation entre les variables est forte (figure 3.4).

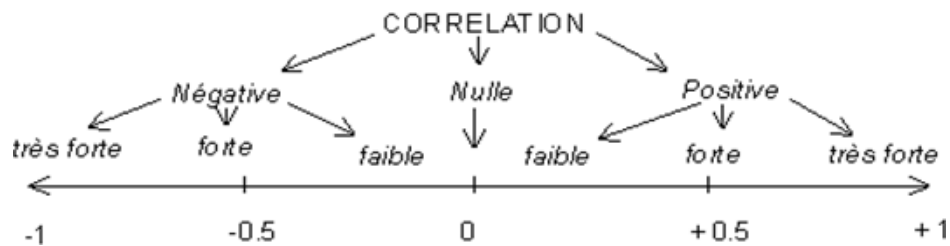


Figure 2.14: Relation entre le coefficient de corrélation linéaire de Bravais-Pearson et la nature de corrélation entre deux paramètres (Grasland, 2000).

Nous extrayons diverses informations climatiques de chaque point du bassin à partir de terra climat sur le format de fichier Excel pour en extraire les calculs complets:

Chapitre 2

OID	NDVI 2002	NDVI 2018	Albedo	élevation	Précipitation 2018	Précipitation 2002	AET 2002	AET 2018	T moyn 2018
20.00	0.19	0.22	128.02	1445.00	28.67	19.00	208.42	206.75	144.25
21.00	0.07	0.12	268.48	1392.00	26.92	17.50	210.25	208.50	145.96
22.00	0.07	0.13	262.45	1374.00	26.67	17.50	211.42	209.67	147.21
23.00	0.07	0.11	258.13	1402.00	26.67	17.50	211.42	209.67	147.21
24.00	0.08	0.12	270.84	1381.00	26.83	17.58	211.08	209.50	146.71
25.00	0.07	0.13	263.94	1383.00	26.83	17.58	211.08	209.50	146.71
26.00	0.08	0.14	228.03	1412.00	28.92	18.75	208.08	206.58	143.38
27.00	0.10	0.16	238.04	1543.00	28.92	18.75	208.08	206.58	143.38
28.00	0.09	0.17	201.89	1536.00	31.17	20.42	203.58	201.92	139.04
29.00	0.09	0.16	224.76	1434.00	28.67	19.00	208.42	206.75	144.25
30.00	0.11	0.16	243.36	1404.00	28.67	19.00	208.42	206.75	144.25
31.00	0.09	0.16	262.94	1393.00	27.75	18.25	209.83	208.08	145.63
32.00	0.09	0.15	266.57	1451.00	27.75	18.25	209.83	208.08	145.63
33.00	0.08	0.15	264.38	1434.00	26.92	17.50	210.25	208.50	145.96
34.00	0.07	0.13	268.81	1377.00	26.92	17.50	210.25	208.50	145.96
35.00	0.08	0.13	264.33	1375.00	26.67	17.50	211.42	209.67	147.21
36.00	0.07	0.12	261.50	1357.00	26.67	17.50	211.42	209.67	147.21
37.00	0.08	0.13	267.98	1364.00	26.83	17.58	211.08	209.50	146.71
38.00	0.08	0.13	263.22	1381.00	26.83	17.58	211.08	209.50	146.71
39.00	0.09	0.14	244.35	1433.00	28.92	18.75	208.08	206.58	143.38
40.00	0.09	0.16	243.06	1507.00	28.92	18.75	208.08	206.58	143.38
41.00	0.11	0.17	197.73	1635.00	29.25	19.50	207.83	206.08	143.25
42.00	0.09	0.16	210.02	1499.00	29.25	19.50	207.83	206.08	143.25
43.00	0.08	0.13	243.92	1408.00	26.67	17.92	213.00	211.25	148.63

Pour calculer le ratio, nous avons utilisé la carte des précipitations avec la carte INDVI et mis une corrélation entre eux, puis calculé la corrélation R qui est comparée à R critique extrait du tableau.

Cartographie Des Différents Parametres A Partir Des Donnees Satellitaires:

Dans cette partie on va exposer les différentes méthodes de cartographie des grandeurs climatiques et hydrique a partir des images satellitaires en utilisant plusieurs logiciels (ENVI, ARCGIS).

2.12. Cartographie de l'albédo:

L'albédo est une propriété importante du bilan thermique de la surface de la Terre. Une définition simple de l'albédo (a) est la réflectance moyenne du spectre solaire. Cette quantité sans unité va de 0 à 1,0 et variera en fonction de la couverture terrestre. Par exemple, la neige aurait une valeur élevée et les forêts de conifères une valeur faible.

L'entrée pour le calcul de l'albédo sera une image Landsat qui a été convertie des nombres numériques en réflectance du haut de l'atmosphère (TOA). Veuillez-vous référer à la FAQ Conversion de nombres numériques en réflectance du haut de l'atmosphère sur ce site pour des instructions détaillées sur la façon d'accomplir cela.

Liang (2000) a développé une série d'algorithmes pour calculer l'albédo à partir de divers capteurs satellites. Sa formule Landsat pour calculer l'albédo des ondes courtes Landsat a été normalisée par Smith (2010) et est présentée ci-dessous.

$$a = \frac{0.356\rho_1+0.130\rho_3+0.373\rho_4+0.085\rho_5+0.072\rho_7-0.0018}{0.356+0.130+0.373+0.085+0.072} \quad 2.2$$

Où ρ représente les bandes Landsat 1, 3, 4, 5 et 7. Notez que la bande Landsat 2 (verte) n'est pas utilisée.

Cette formule peut être implémentée dans ENVI en utilisant Band Math comme:

Chapitre 2

$$\frac{((0.356 \times B_1) + (0.130 \times B_2) + (0.373 \times B_3) + (0.085 \times B_4) + (0.072 \times B_5) - 0.018)}{1.016} \quad 2.3$$

2.13. Cartographie de l'indice de végétation NDVI:

Les algorithmes utilisés pour l'Indice de Végétation NDVI (Normalized Difference Végétation Index) ont évolué au cours de ces dernières années à partir de l'équation de base (Rouse et al. 1974, Jackson, 1983 ; Purevdorj et al. 1998) :

$$NDVI = \frac{R_{PIR} - R_R}{R_{PIR} + R_R} \quad 2.4$$

Où R_{PIR} est la réflectance dans le proche infrarouge et R_R est la réflectance dans le rouge.

PIR (0,725–1,1 μm). R_R (0,58-0,68 μm)

2.13.1 La relation NDVI-Précipitation:

Créer des images à partir de Landsat, la première étape du travail pour ce faire, en choisissant les images du début et de la fin de l'étude, puis en les traitant. Ensuite, c'est le calcul de l'indice de végétation pour le début et la fin de l'étude également, puis d'établir une relation R entre eux et de la comparer avec R critique. (Fig3.3); Étapes de comparaison entre INDVI et précipitation

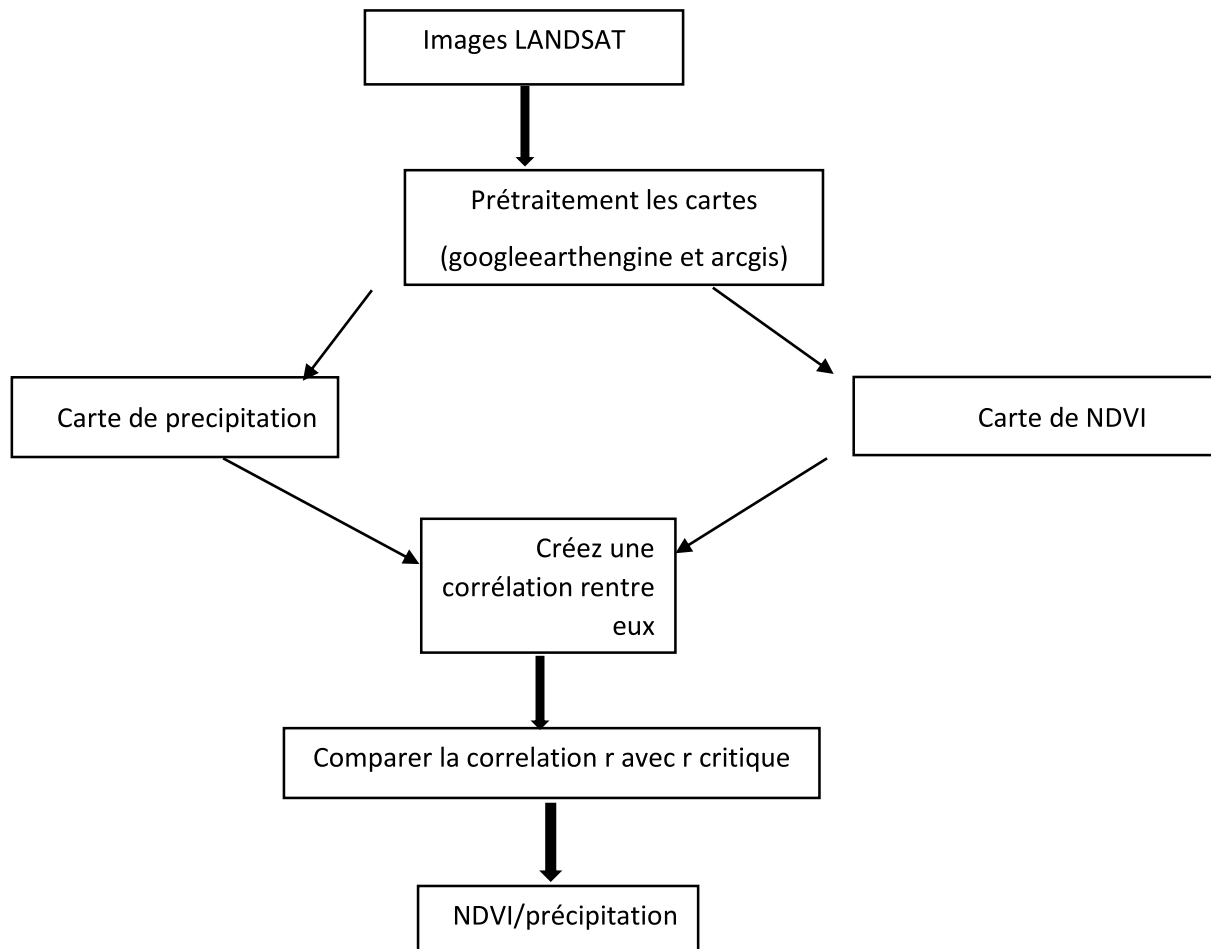


Fig2.15;Étapes de comparaison entre INDVI et précipitation.

2.13.2. Relation entre le NDVI et la température de surface:

Parmi les techniques développées pour déterminer la relation NDVI/temperature la relation triangulaire alléguée est que la température de surface du sol dépend principalement de la couverture végétale et de l'humidité du sol (2.16)

Le côté du triangle correspondant au NDVI le plus faible représente la droite des sols nus, depuis les sols secs (températures les plus élevées) jusqu'aux sols saturés en eau (températures les plus basses).

Le sommet en bas à droite du triangle correspond à la densité maximum de végétation

La droite reliant les températures de surface les plus élevées (sols secs) au maximum de densité de la végétation est appelée 'limite sèche'.

Reliant les températures de surface les plus basses (sols humides) au maximum de densité de la végétation est appelée (limite humide).

À mesure que la densité de la végétation augmente, la température de la surface diminue, ce qui est une relation décroissante entre eux.

La végétation rejoint la température de surface en absorbant l'énergie radiante et en la réémettant sous forme de chaleur latente par évaporation.

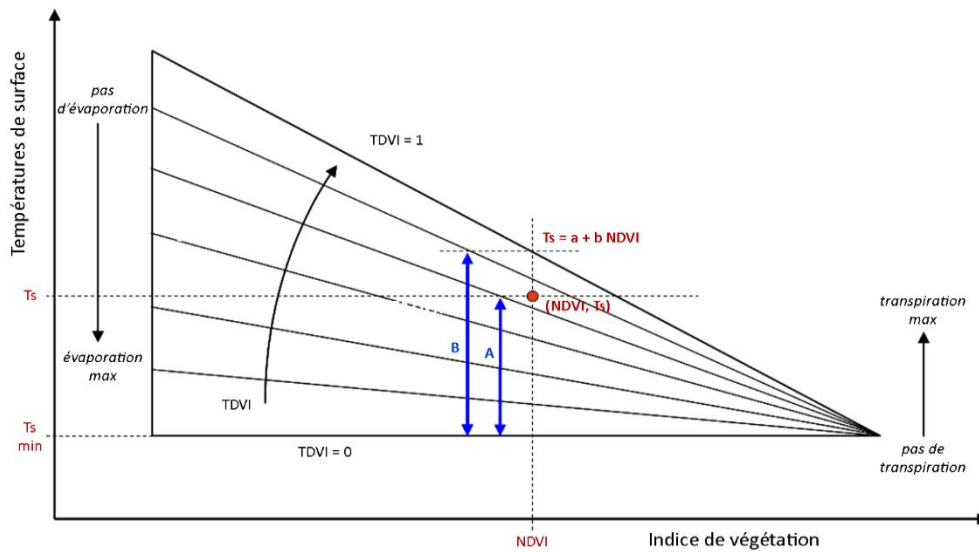


Fig2.16: Relation triangulaire entre l'humidité du sol, la température de surface et le NDVI (par Lambin et Ehrlich, 1996).

Où:

Une ligne droite NDVI représente le sol:

*Si le sol est saturé d'eau, la température est basse.

*Si le sol est sec de l'eau, la température est extrême.

La pointe du triangle en bas à droite représente la densité maximale de plantes saturées.

La limite sèche est une ligne qui relie la température de surface à la densité de végétation maximale, et la limite humide qui relie la température de surface minimale à la densité de végétation maximale.

Pour les sols nus, le NDVI est faible et la T_s varie en fonction de la teneur en eau du sol. Plus le sol est humide, plus sa température est basse.

2.13.3. Cartographie de la température de surface:

Dans ce contexte, la température de surface est calculée par la méthode de la split window, où deux cartes sont dessinées pour les années 2002 et 2018. Notons que cette méthode est très sensible aux nuages, ce qui requiert leur filtrage dans les cas nécessaires.

2.13.3.1. Calcul LST méthode SW:

L'algorithme SW appliqué dans cet article a été proposé par Jiménez-Muñoz et al. (2014) basée sur la structure mathématique proposée par Sobrino et al. (1996).

La température à la surface du sol peut être estimée ou calculée à l'aide des bandes thermiques Landsat 8. Il suffit d'appliquer un ensemble d'équations via un calculateur d'images raster (ArcMap, ArcGIS Pro, QGIS).

Chapitre 2

Calculer la température de la surface terrestre (LST) en utilisant les bandes Landsat 8. En particulier, la bande 10 comme bande thermique et les bandes 4 et 5 pour calculer l'indice de végétation par différence normale (NVDI).

Pour calculer le LST, utilisez les formules USGS, cet exemple effectue simplement les calculs sans entrer dans les détails sur les fondamentaux. Le processus est synthétisé les étapes ci-dessous:

a). Calcul de la radiance spectrale TOA (Top of Atmosphérique):

$$L_{\lambda} = M_l \times Q_{cal} + A_l \quad 2.5$$

Avec:

ML = facteur de redimensionnement multiplicatif spécifique à la bande à partir des métadonnées (RADIANCE_MULT_BAND_x, où x est le numéro de bande).

Qcal = correspond à la bande 10

AL = Facteur de redimensionnement additif spécifique à la bande à partir des métadonnées (RADIANCE_ADD_BAND_x, où x est le numéro de bande).

b). Conversion de température TOA en luminosité:

Les données de la bande TIRS peuvent être converties de la température spectrale au sommet de la température de luminosité de l'atmosphère en utilisant les constantes thermiques fournies dans le fichier de métadonnées:

$$TB = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{\lambda}} + 1\right)} \dots (kelvin) \quad 2.6$$

$$TB = \frac{K_2}{\ln\left(\frac{K_1}{L_{\lambda}} + 1\right)} - 273 \dots (C^{\circ}) \quad 2.7$$

K1 = Constante de conversion thermique spécifique à la bande à partir des métadonnées (K1_CONSTANT_BAND_x, où x est le numéro de bande thermique).

K2 = Constante de conversion thermique spécifique à la bande à partir des métadonnées (K2_CONSTANT_BAND_x, où x est le numéro de bande thermique).

T= température de luminosité supérieure de l'atmosphère.

c) Conversion de la température At-Satellite à la température de surface terrestre:

Nous sommes maintenant prêts à convertir la température de luminosité At-satellite

Chapitre 2

à la température de la surface du sol, en utilisant l'équation suivante:

$$T = \frac{TB}{[1+(\lambda \times \frac{TB}{C_2}) \times \ln(e)]} \quad 2.8$$

Avec:

λ = Longueur d'onde du rayonnement émis.

$$C_2 = \frac{h \cdot c}{s} = 1.4388 \cdot 10^{-2} \text{m} \quad k = 14388 \mu\text{m} \cdot k$$

h = constant de Planck = $6.626 \cdot 10^{-34} \text{Js}$

s = constant de Boltzmann = $1.38 \cdot 10^{-23} \text{J/k}$

c = vitesse de la lumière = $2.998 \cdot 10^8 \text{m/s}$

Les valeurs de ... pour les bandes LANDSAT sont répertoriées dans le tableau suivant:

satellite	bande	$\lambda(\mu\text{m})$
Landsat 4.5.7	6	11.45
Landsat 8	10	10.8
Landsat	11	12

Table2.3: longueur d'onde centrale des bandes Landsat.

Il faut noter que le calcul du NDVI est important car, par la suite, il faut calculer la proportion de végétation (Pv), qui est fortement liée au NDVI, et l'émissivité (ϵ), qui est liée au Pv.

e) Calculate Emissivity ϵ :

La connaissance de l'émissivité de la surface terrestre (LSE) est nécessaire pour appliquer la méthode image Landsat. Le fait de ne posséder qu'un seul canal thermique rend impossible l'application de méthodes bien connues et acceptées par la communauté scientifique travaillant dans l'infrarouge thermique, comme par exemple la méthode TES (Gillespie et al., 1998). Une alternative possible pourrait être d'obtenir une image LSE à partir d'une image de classification, dans laquelle une valeur d'émissivité pour chaque classe est supposée. Cependant, ce n'est pas très opérationnel car il faut une bonne connaissance de la zone d'étude et des mesures d'émissivité sur les surfaces représentatives des différentes classes et coïncidant avec les passages supérieurs des satellites (c'est-à-dire que la couverture végétale des zones agricoles pourrait changer avec le temps).

Une autre procédure opérationnelle (facile à appliquer) consiste à obtenir l'image LSE à partir du NDVI. Parmi les différentes approches données dans la littérature (Sobrino & Raissouni, 2000 ; Valor & Caselles, 1996 ; Van de Griend & Owe, 1993), une modification de la dernière a été utilisée, le choix d'une valeur type pour le sol est une question plus critique, en raison de la variation des valeurs d'émissivité plus élevée pour les sols par

Chapitre 2

rapport à ceux de la végétation. Une solution possible est d'utiliser la valeur moyenne des émissivités des sols inclus dans la bibliothèque spectrale ASTER (<http://asterweb.jpl.nasa.gov>) et filtré selon la fonction de filtre de la bande TM6. De cette manière, en considérant un total de 49 spectres de sols, une valeur moyenne de 0,973 (avec un écart type de 0,004) est obtenue. En utilisant ces données (émissivités TM6 du sol et de la végétation de 0,97 et 0,99, respectivement), l'expression finale de LSE est donnée par:

$$\varepsilon = 0.004 \times p_v + 0.968 \quad 2.9$$

p_v est la proportion de végétation obtenue selon (Carlson & Ripley, 1997):

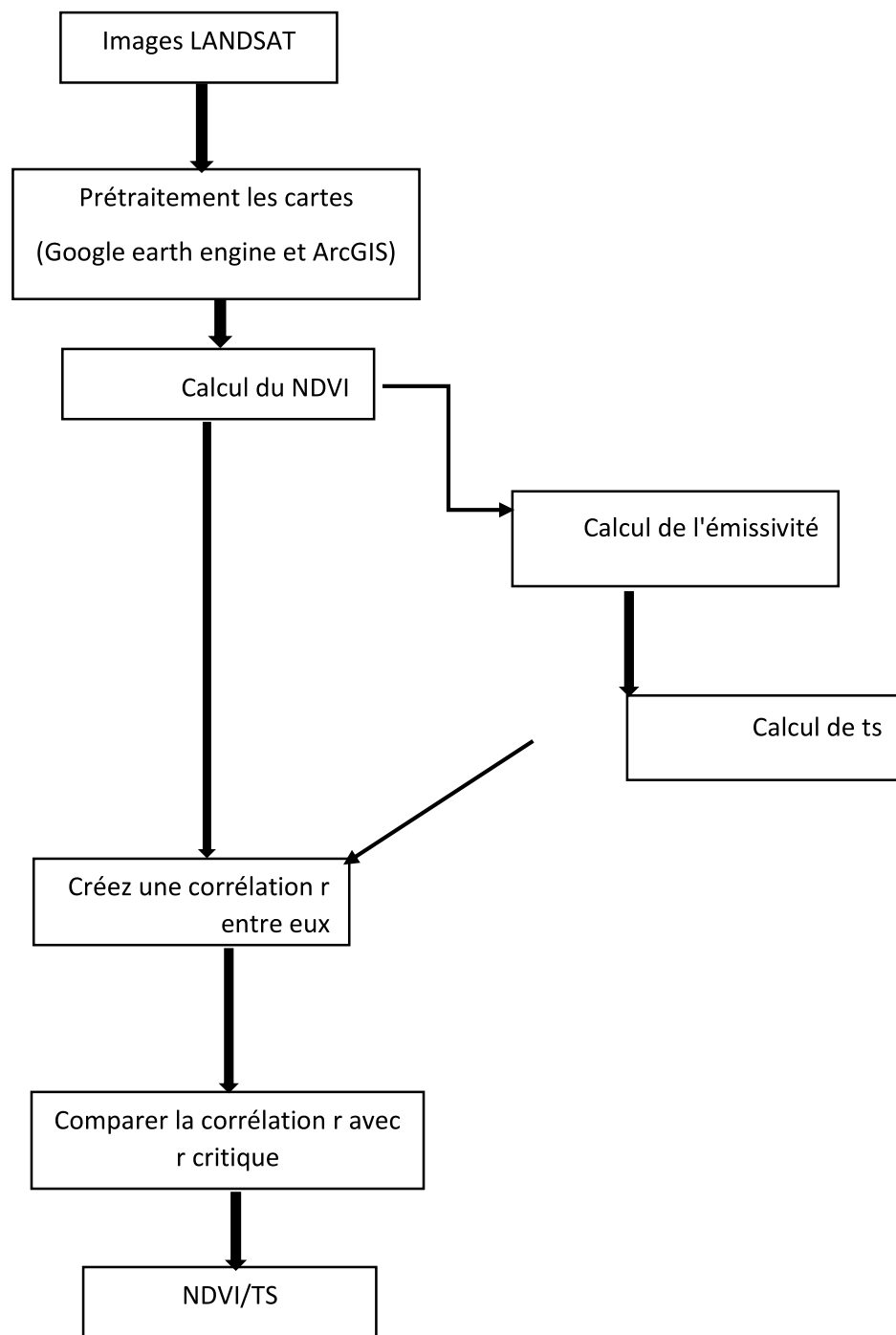
$$p_v = \frac{(NDVI - NDVI_{min})^2}{(NDVI_{MAX} - NDVI_{min})^2} \quad 2.10$$

f) Algorithme SW:

Les algorithmes SW sont également appelés méthodes multicanaux et utilisent les différentes absorptions de deux canaux TIR, linéarisant ou non linéarisant RTE en fonction de la température ou de la longueur d'onde (Jin et al. 2015). Selon Jiménez-Muñoz et al. (2014) l'algorithme SW appliqué dans cette étude est calculé par:

$$LST = T_{i_{sen}} + 1.378(T_{i_{sen}} - T_{j_{sen}}) + 0.183(T_{i_{sen}} - T_{j_{sen}})^2 - 0.286 + (54.3 - 2.238\omega)(1 - \varepsilon) + (-129.2 + 16.4\omega)\Delta\varepsilon \quad 2.11$$

Fig2.17: Étapes de comparaison entre INDVI et Ts



2.13.3.2 Application:

Le rapport entre l'indice de végétation et la surface est exploité. Le rapport est utilisé pour estimer la température de l'air et les conditions d'humidité du sol (Sandholt et al. 2002). Lorsque l'indice INDVI tend vers 0, le rapport INDVI / Ts tend vers l'infini (Lambin et Ehrlich, 1996).

La taille du rapport donne des informations sur le type de couverture du sol, tandis que l'arc tangent (Ts/NDVI) fournit des informations sur l'état d'humidité et le taux d'évaporation.

Chapitre 2

Nous avons utilisé des valeurs normales entre 0 et 1 pour la température de surface comme suit :

$$\hat{T}_s = \frac{T_s - T_{min}}{T_{max} - T_{min}} \quad 2.12$$

\hat{T}_s La température de surface normalisée.

T_{min} La température de surface minimale.

T_{max} La température de surface maximale.

L'angle \emptyset entre INDVI et \hat{T}_s est calculé par:

$$\emptyset = \tan^{-1}\left(\frac{\hat{T}_s}{INDVI}\right) \quad 2.13$$

2.14. Estimation de l'évapotranspiration:

2.14.1. Modèles hydrologiques de ruissellement des pluies:

Le bilan hydrique du sol représente un élément clé de la structure de nombreux modèles pluie-ruissellement (R-R). Les modèles pluie-ruissellement sont principalement des outils de prévision du ruissellement pour le dimensionnement des infrastructures hydrauliques, la gestion de l'eau et la gestion de la qualité de l'eau. Sur la base des informations sur les précipitations et la température, ils visent à simuler le bilan hydrique aux échelles locale et régionale en adoptant souvent un pas de temps quotidien. Dans la majorité des cas, la structure du modèle est une représentation conceptuelle du bilan hydrique, les paramètres du modèle devant être ajustés en utilisant les informations climatiques et pédologiques ainsi que les données hydrologiques, afin de faire correspondre les sorties du modèle aux sorties observées (Wagner et al., 2003). Les modèles R-R ont deux composants principaux: un module de comptabilisation de l'humidité du sol (également appelé fonction de production) et un module de routine (également appelé fonction de transfert). Dans le premier, l'état d'humidité du sol est mis à jour tandis que dans le second, l'hydrogramme de ruissellement est simulé. Les modèles diffèrent par les sous-modèles utilisés pour chaque processus hydrologique dans les deux modules. La méthode de calcul de l'infiltration, de l'évapotranspiration et des fuites est très importante dans le module de comptabilisation de l'humidité qui simule la dynamique de l'humidité du sol.

2.14.2. Sous-modèles d'évapotranspiration:

Malgré l'accent mis sur les résultats de ruissellement dans la modélisation R-R, le calcul de l'évapotranspiration est un élément clé des modèles R-R. A titre d'exemple, nous soulignons le

Chapitre 2

sous-modèle d'évapotranspiration du modèle GR4 qui est un modèle lumpé parcimonieux proposé par le CEMAGREF (France) et fonctionnant au pas journalier avec quatre paramètres. Une description complète du modèle est disponible dans (Perrin et al., 2003). A chaque pas de temps, un équilibre entre les précipitations quotidiennes et l'évapotranspiration potentielle quotidienne est effectué. Par conséquent, une capacité nette d'évapotranspiration E_n et une pluviométrie nette P_n sont calculées. Si $P_n \neq 0$, une partie P_s de P_n remplit le réservoir de sol (donc, P_s représente l'infiltration). Il est à noter que cette quantité P_s dépend de la teneur réelle en humidité du sol w selon une fonction décroissante non linéaire du w / x_1 où x_1 est la capacité maximale du sol réservoir (qui pourrait représenter la capacité du champ). En revanche, si la capacité nette d'évapotranspiration $E_n \neq 0$, l'évapotranspiration réelle E_s est calculée comme une fonction non linéaire croissante de la teneur en eau impliquant le rapport w / x_1 . Aussi, cette fonction est paramétrée par le rapport E_n / x_1 qui se réfère aux caractéristiques du complexe climat-sol. De plus, on suppose une composante de fuite avec une loi de puissance fonction de la teneur en eau w du réservoir.

$$\text{Pour } P \geq E_0; P_n = P - E_0 \text{ et } E_n = 0 \quad 2.14$$

$$\text{Pour } P < E_0; P_n = 0 \text{ et } E_n = E_0 - P \quad 2.15$$

$$E_s = w \left(2 - \left(\frac{w}{x_1} \right) \right) \tanh \left(\frac{E_n}{x_1} \right) / \{ 1 + [(1 - w_{x1}) \tanh \left(\frac{E_n}{x_1} \right)] \} \quad 2.16$$

Où $\tanh (.)$ Représente la tangente hyperbolique.

Comme deuxième exemple, nous soulignons les sous-modèles adoptés dans le modèle conceptuel semi-distribué du VHB proposé par l'institut hydrologique suédois (Begström, 1976). La fraction ΔQ des précipitations entrant dans le réservoir de sol est supposée comme fonction de la loi de puissance du rapport (w / FC) de la teneur en eau du réservoir w à un paramètre FC représentant la capacité du champ du sol dans le modèle HBV.

$$\Delta Q = P_e [1 - (w/FC)^{\beta'}] \quad 2.17$$

Où β' est un paramètre d'étalonnage généralement estimé en ajustant les données de ruissellement observées et simulées. En outre, P_e est une précipitation efficace. De plus, l'évapotranspiration réelle est une fonction linéaire par morceaux. Le contrôle des taux d'évapotranspiration réels est effectué à l'aide d'un paramètre PWP représentant une teneur en eau seuil. Si $w < PWP$, l'absorption d'évapotranspiration est une fraction de l'évapotranspiration potentielle, sinon elle est au taux potentiel.

$$\frac{E_a}{E_0} = \frac{w}{PWP} \quad \text{Pour } w < PWP \quad 2.18$$

$$\text{Et } E_a = E_0 \text{ pour } w > PWP \quad 2.19$$

2.14.3. Problèmes d'étalonnage du modèle:

Le ruissellement étant depuis longtemps la principale réponse ciblée de la modélisation pluie-ruissellement, les modèles pluie-ruissellement ont souvent été ajustés en fonction des observations de ruissellement. Jusqu'à présent, les observations d'autres variables de contrôle telles que la teneur en humidité du sol (Lamb et al., 1998), les niveaux de la nappe phréatique (Seibert, 2000) et les faibles débits (Dunne, 1999) ont été adoptées pour améliorer les

Chapitre 2

prévisions de ruissellement. L'étalonnage des paramètres du modèle par rapport aux données de ruissellement est souvent effectué à l'aide de critères tels que le biais et l'erreur quadratique moyenne (RMSE), qui aident à quantifier l'écart entre les rejets observés y_0 et les rejets simulés y_i sur une période de temps fixe avec N observations.

$$RMSE = \left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\psi_{si} - \psi_{oi})^2 \right)^{1/2} \quad 2.20$$

La difficulté dans le processus d'étalonnage est que divers ensembles de paramètres et même des structures de modèle peuvent entraîner des niveaux de performance tout aussi bons, ce qui constitue une source d'ambiguïté comme l'ont souligné Wagener et al. (2003) et de nombreux autres auteurs avant eux (voir la revue de la littérature de Wagener et al. (2003)). En outre, il est à noter que ce problème de capacité de diverses structures et paramètres de modèle à effectuer une qualité égale en ce qui concerne les observations correspondantes ne dépend pas du processus d'étalonnage lui-même. En d'autres termes, l'utilisation d'un outil d'optimisation performant n'empêche pas le problème. Une autre question est liée à l'optimisation mono-objectif versus multi-objectif. Wagener et coll. (2003) ont rapporté que «la fonction d'objectif unique suffit pour identifier seulement entre trois et cinq paramètres» alors que les modèles R-R regroupés adoptent généralement un nombre de paramètres bien supérieur. Une approche multi-objectifs d'étalonnage utilisant des variables de sortie supplémentaires telles que les niveaux de la nappe phréatique ou les observations d'humidité du sol a été introduite pour résoudre le problème. Pourtant, une structure de modèle inadéquate peut être responsable d'une inadéquation entre les extraits observés et simulés, comme le rapportent Boyle et al. (2000).

2.14.4 Études de cas:

Trois études de cas sont dans cette section. Dans le premier cas, nous proposons une méthode de calibrage du paramètre empirique k de Hsuen Chun (1988) (Eq. 28). Dans le second cas, nous proposons comme exemple de calibrage du modèle HBV en utilisant à la fois les données de ruissellement et les informations d'évapotranspiration régionales. Dans le troisième cas, l'étalonnage du modèle BBH est effectué en utilisant à la fois les données de ruissellement et les informations d'évapotranspiration régionales.

2.14.4.1 Adaptation des modèles empiriques d'évapotranspiration régionale:

Cette étude de cas est présentée. Il vise à calibrer le H.C. modèle utilisant les données climatiques, pluviométriques et de ruissellement des bassins versants jaugés Les données mensuelles de température et de rayonnement solaire ainsi que les données annuelles sur les précipitations et le ruissellement pour étalonner.

$$E_0 = 0.4T_m \left[\left(\frac{R_g}{N_j} \right) + 50 \right] / [R_g + 15] \quad 2.21$$

TM: température moyenne mensuelle en (°C).

Rg: rayonnement solaire global (cal.cm-2 mois-1).

Nj: nombre de jours par mois.

Chapitre 2

2.14.4.2 Étalonnage multicritère du modèle du VHB à l'aide des informations d'évapotranspiration régionales:

L'idée est d'utiliser les informations sur le régime climatique comme moteur de prévision du ruissellement. En effet, pour un grand nombre de bassins, Wagener et al., (2007) suggèrent qu'il existe une corrélation significative entre le ruissellement annuel et le rapport des variables de forçage $P / E0$. De la même manière, nous cherchons à utiliser les informations sur l'évapotranspiration réelle moyenne (régionale), qui est un indicateur bioclimatique, comme moyen d'améliorer la précision des prévisions de ruissellement. Pour développer ces idées, le modèle pluviométrie VHB a été adopté, couplé à un outil d'optimisation SCE-UA. La méthode d'étalonnage adopte une fonction objective combinant trois critères: minimisation de l'erreur quadratique moyenne du ruissellement, minimisation de l'erreur de simulation du bilan hydrique, minimisation de la différence entre l'évapotranspiration moyenne annuelle simulée E_a et E_m régionale.

$$F_1 = Nash_R - \omega'ERRA \quad 2.22$$

Où $ERRA$ est l'erreur relative absolue par rapport à la décharge annuelle. Le coefficient de poids $\omega' = 0,1$ est adopté selon Lindström et al. (1997) et permet d'agrèger les deux critères $Nash_R$ et $ERRA$. En fait, l'adoption de l' $ERRA$ vise à prendre en compte la zonalité climatique lors du processus d'étalonnage. La solution optimale résultante correspond à $Nash_R = 0,81$ et $ERRA = 5\%$, ce qui est considéré comme une bonne performance. Il est à noter que cette modification de la fonction objectif a grandement amélioré le $Nash_R$ également pour la période de validation ($Nash_R = 0,55$). , il a été proposé d'inclure directement les informations sur l'évapotranspiration en adoptant une nouvelle fonction objective F_2 .

$$F_2 = Nash_r - 0.1ERRA - 0.1ER_{ETRG} \quad 2.23$$

ER_{ETRG} Est l'erreur relative absolue par rapport à l'évapotranspiration annuelle moyenne.

2.14.4.3 Étalonnage multicritère du modèle BBH à l'aide des informations d'évapotranspiration régionales:

L'objectif est de comparer les résultats du modèle BBH en utilisant le pas de temps décadal. Une partie de cette étude de cas est présentée dans Bargaoui & Houcine (2011) en utilisant pour l'évaluation du modèle. Les données proviennent du bassin versant sous climat aride de terraclimat. sont disponibles de janvier 1983 à déc 2019 pour calculer l'évapotranspiration quotidienne de référence $E0$. $E0$ est multiplié par le coefficient de culture K_c pour obtenir une évapotranspiration potentielle quotidienne (Allen et al., 1998). Les précipitations journalières moyennes du bassin sont disponibles janvier 1983 à déc 2019. Les entrées du modèle BBH sont les précipitations et l'évapotranspiration potentielle nous fixons d'abord l'épaisseur de la couche de sol active Z_a (en mm) et la porosité effective du sol n (unité en moins). Aussi, nous entreprenons une reformulation du composant de fuite L (s) en utilisant le modèle de Guswa et al. (2002) où:

$$L(s) = K_s \frac{e^{b(s-S_{FC})}-1}{e^{b(1-S_{FC})}-1} \quad 2.24$$

Chapitre 2

Ou:

S est le degré de saturation.

Conductivité hydraulique saturée K_S à la surface du sol (mm / jour).

B est le paramètre de forme de la courbe de rétention d'eau du sol.

SFC (unité moins) est la capacité de champ.

$W_{max} = nZa$ (W_{max} est la capacité totale de rétention d'eau en mm).

En couplant cette expression à des fonctions de pédo-transfert, il permet d'après Bargaoui & Houcine (2010), de dériver les paramètres (a, b, c) comme suit en utilisant les paramètres de pédo-transfert K_S , B et SFC:

$$a = W_{max} \left[S_{FC} - \frac{1}{B} \ln \left(k_s \frac{1}{e^{B(1-S_{FC})} - 1} \right) \right] \quad 2.25$$

$$b = W_{max} \frac{1}{B} \quad 2.26$$

$$c = \left(\frac{1}{e^{b(1-S_{FC})} - 1} \right) K_S \quad 2.27$$

Dans ce cas, le modèle de Rawls et al. (1982) est adoptée pour l'estimation du K_S tandis que la SFC est dérivée selon Cosby (1984) et Saxton et al. (1986) récemment adoptés par Zhan et al., (2008). Enfin, $B = 9$ est supposé en accord avec Rodriguez-Iturbe et al. (1999). Le type de sol dominant est considéré comme représentant les caractéristiques du sol. Ainsi, la valeur $n = 0,34$ correspondant à un sol sableux a été adoptée; ces hypothèses donnent $K_S = 3634$ mm / d et $SFC = 0,166$. De plus, après de nombreux essais, la valeur $Za = 0,5$ m a été adoptée. Les deux paramètres restants σ et η ($0 < \sigma < 1$; $0 < \eta < 1$) représentent respectivement la résistance de la végétation à l'évapotranspiration et la capacité de rétention d'humidité. Le problème est maintenant d'ajuster les paramètres σ et η Ils sont ajustés en utilisant deux méthodes différentes: i.e. en utilisant uniquement le ruissellement observé (méthode 1) et en utilisant à la fois les informations sur le ruissellement observé et l'évapotranspiration régionale (méthode 2). Le modèle BBH a également été achevé en adoptant un sous-modèle de zone contributive (Betson, 1964); Dunne et Black (1970). Selon cette hypothèse, le ruissellement provient d'une partie du bassin versant (zone contributive) contrairement à l'hypothèse d'un ruissellement provenant de l'ensemble du bassin versant. Pour un jour j fixe, la zone contributive CA_j est ici supposée liée à la teneur en humidité du sol selon Dickinson & Whiteley (1969). De plus, une fonction de densité de probabilité logistique en fonction de l'indice d'humidité IH_j est adoptée avec les paramètres a_c et b_c . Cela signifie que la zone contributive moyenne est a_c et que la variance de la zone contributive est $(b_c \pi)^2 / 3$.

Chapitre 2

L'indice d'humidité tient compte des précipitations accumulées au cours de la journée réelle et des IX jours précédents.

$$CA_j = \frac{e^{((IH_j - a_c)/b_c)}}{(1 + e^{(\frac{IH_j - a_c}{b_c}})} \quad 2.28$$

$$IH_j = W_{j-1} + \omega'' \sum_{i=0}^{IX} P_{j-1} \quad 2.29$$

Où ω'' est un poids fixe ($\omega'' = 0,1$). Ensuite, deux cas sont considérés : le cas (a) où la superficie totale du bassin contribue au ruissellement à la sortie du bassin ; cas (b) où seule une zone contributive donne lieu à un ruissellement à l'exutoire.

Dans chaque cas (a) et (b), un premier critère basé sur l'appariement du ruissellement décennal est adopté pour définir des solutions adéquates pour et ($0 < \sigma < 1$; $0 < \eta < 1$). Un critère supplémentaire est basé sur l'appariement de l'évapotranspiration annuelle à long terme.

$$C_Y(\sigma, \eta) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |(y_{si} - y_{oi})/y_{oi}| \quad 2.30$$

$$C_E(\sigma, \eta) = \frac{1}{N'} \sum_{i=1}^{N'} |(E_{si} - E_m)/E_m| \quad 2.31$$

Dans y_{oi} et y_{si} sont respectivement le ruissellement volumique observé et simulé et N est le nombre de décennies simulées. E_{si} est l'évapotranspiration annuelle simulée et N' est le nombre d'années simulées.

Pour chaque couple de (σ, η) simulés ($0 < \sigma < 1$; $0 < \eta < 1$), des solutions candidates vérifiant le critère $C_Y(\sigma, \eta) < a$. Avec $a = 20\%$ le coefficient de Nash RN est alors évalué. Les couples pour lesquels on constate que $RN > 0,5$, sont ainsi sélectionnés. De plus, en introduisant E_m pour la méthode d'étalonnage 2, la valeur absolue $C_E(\sigma, \eta)$ de l'erreur relative entre l'évapotranspiration annuelle moyenne simulée et E_m , est utilisée à travers le critère de sélection supplémentaire.

Paires de (σ, η) ($0 < \sigma < 1$; $0 < \eta < 1$) qui satisfont à la fois $C_Y(\sigma, \eta) < 20\%$, $RN > 0,5$ et $C_E(\sigma, \eta) < a'$ avec $a' = 30\%$ sont finalement sélectionnés comme solutions adéquates

Chapitre 2

Conclusion:

À la fin de ce chapitre, nous avons terminé la première partie sur les cartes géographiques, climatiques, hydrogéologiques et géologiques.

Nous avons présenté diverses méthodes de calcul de l'évaporation, de la température de surface, de l'albédo, de l'indice de végétation, et nous avons également introduit la méthode de corrélation que nous utilisons pour relier les cartes les unes aux autres.

À travers des cartes et des graphiques, nous concluons:

Un grand espace (16773.60) avec un caractère désertique. Un environnement semi-aride avec une aridité croissante du nord au sud. Le climat est semi-aride à aride, caractérisé par de faibles précipitations et des températures estivales chaudes et hivernales froides. Un environnement sensible et fragile propice à la désertification.

La télédétection joue un rôle important dans l'extraction d'informations à travers les images capturées et est un excellent outil pour suivre la végétation et les conditions climatiques.

LE TROISIEME CHAPITRE : Résultats et discussion

INTRODUCTION :

La démarche, exposée dans le chapitre précédent, conduit à la cartographie des paramètres climatiques et hydrique. Plusieurs méthodes sont exposées pour l'élaboration de ces cartes.

Dans cette partie on va exposer les différents résultats de cartographie issue des données satellitaires selon les méthodes expliquées précédemment.

Chapter3

On a commencé par la composition colorée ou représentation simultanée d'une image multi-spectrale; les trois bandes sélectionnées servant alors de composantes primaires pour le système de représentation choisi (en général RGB). La principale finalité du traitement numérique d'images est de réaliser une image devant servir de support cartographique

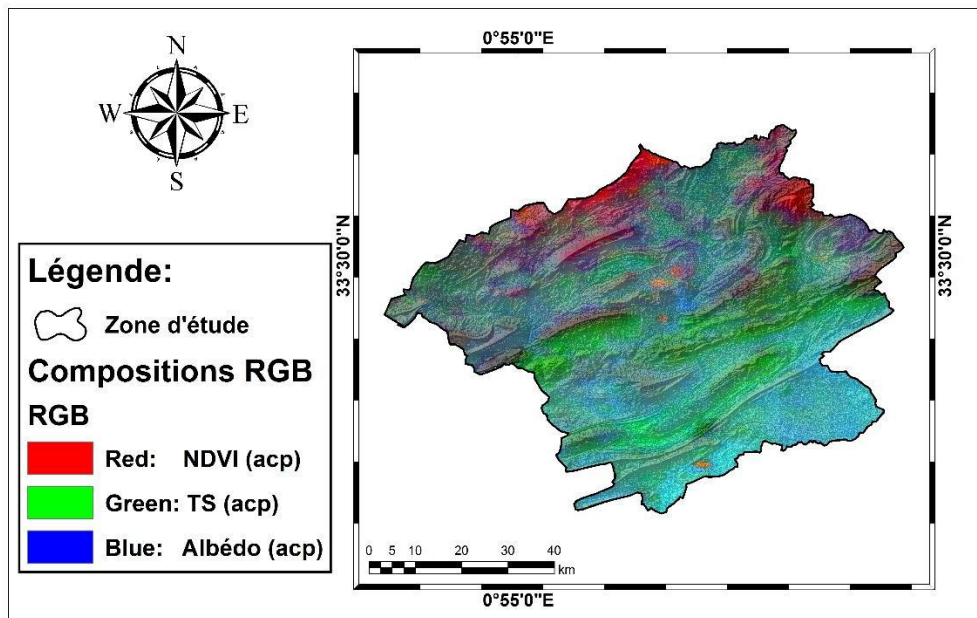


Figure3.1: compositions colorée RGB (source landsat 8)

3.1. Cartographie du NDVI:

La figure 3.2 représente l'indice NDVI calculé à partir de l'image Landsat de l'année 2000. Cette image montre une diminution du couvert végétal là où l'indice de végétation est faible. Ces valeurs sont réparties sur la majorité du bassin. Les valeurs NDVI sont liées à la végétation basse. Les valeurs les plus basses de cet indice correspondent à l'eau. Les valeurs de pixel pour cette image représentent le -0.20 le seuil sec et le +0.39 la densité maximale de la végétation.

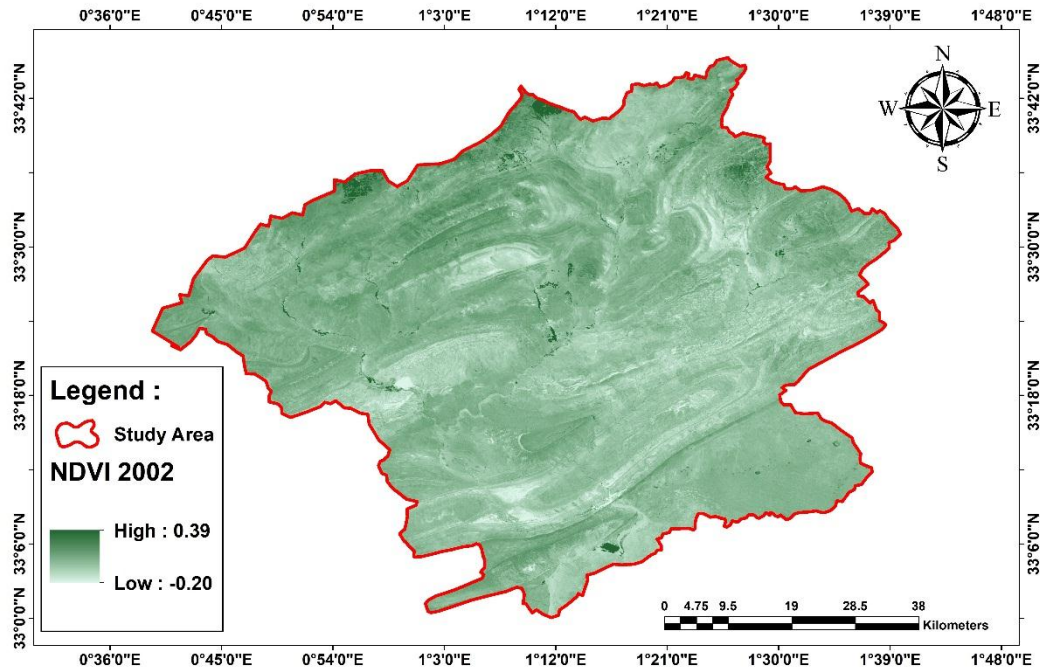


Fig3.2: Carte de l'INDVI de la zone d'étude en 2002 (source LANDSAT8)

Image ci-contre représente l'indice INDVI pour l'année 2018, où l'on note une légère augmentation dans le nord et le nord-est, ce qui est presque négligeable, mais cela n'affecte pas toute la région et la région reste souffrant de sécheresse et de diminution de la végétation.

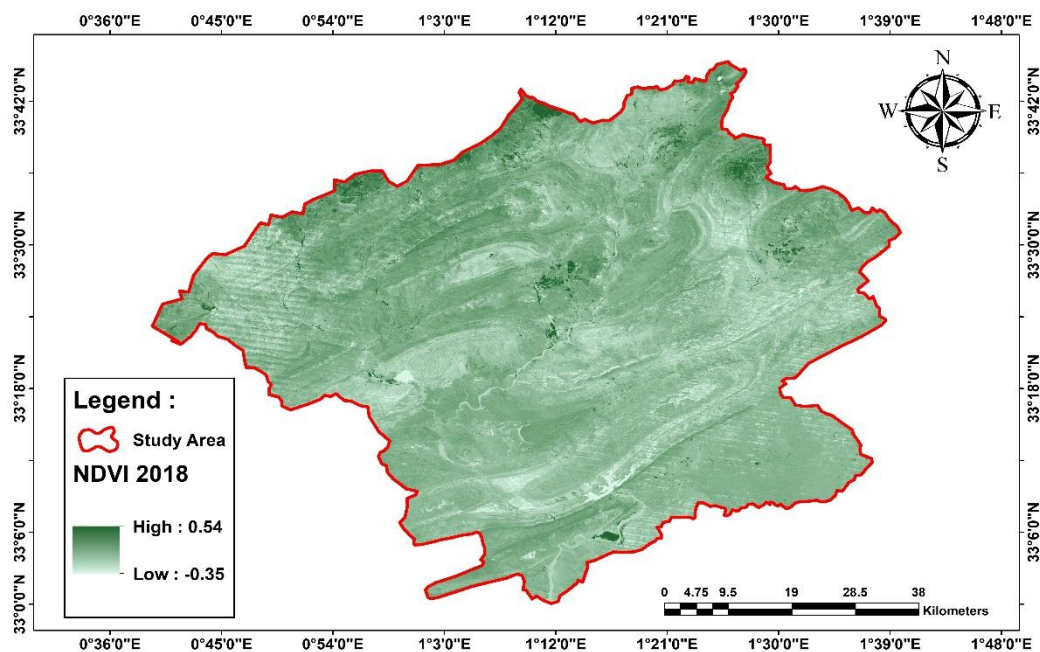


Fig3.3: Carte de l'INDVI de la zone d'étude en 2018 (source LANDSAT8)

Chapter3

3.2. Cartographie de l'albédo:

Les principaux résultats montrent qu'il n'y a pas de différence significative dans le bassin, où l'on voit le côté centre-est et une petite partie du centre-ouest, un peu sombre dans les endroits peu végétalisés. Quant au sud, il y a une couleur vive, l'intensité de la lumière réfléchie fait que les déserts et le sable sont blancs, de sorte que des zones lumineuses apparaissent dans les satellites, et vice versa, la couverture montre un albédo faible. L'image suivante montre là l'albédo de la surface pour l'année 2018.

Nous n'avons pas utilisé de carte pour l'année 2002 car la plupart des cartes et des résultats sont basés sur l'année 2018, qui est la fin de l'année de l'étude.

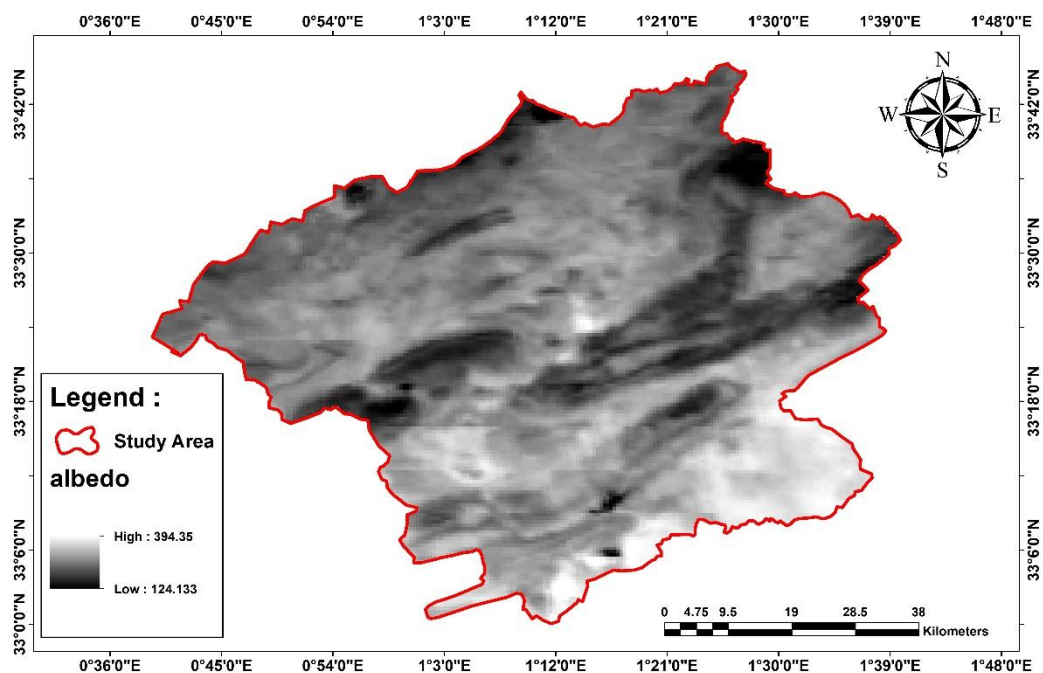


Fig3.4: Images de l'albédo de surface 2018(source LANDSAT 8)

3.2.1. Relation entre albédo et INDVI:

La courbe montre une corrélation entre l'albédo et l'indice de végétation, car nous avons une faible corrélation, et cela est dû au fait que la relation n'est pas linéaire entre eux et qu'il n'y a pas de relation entre eux.

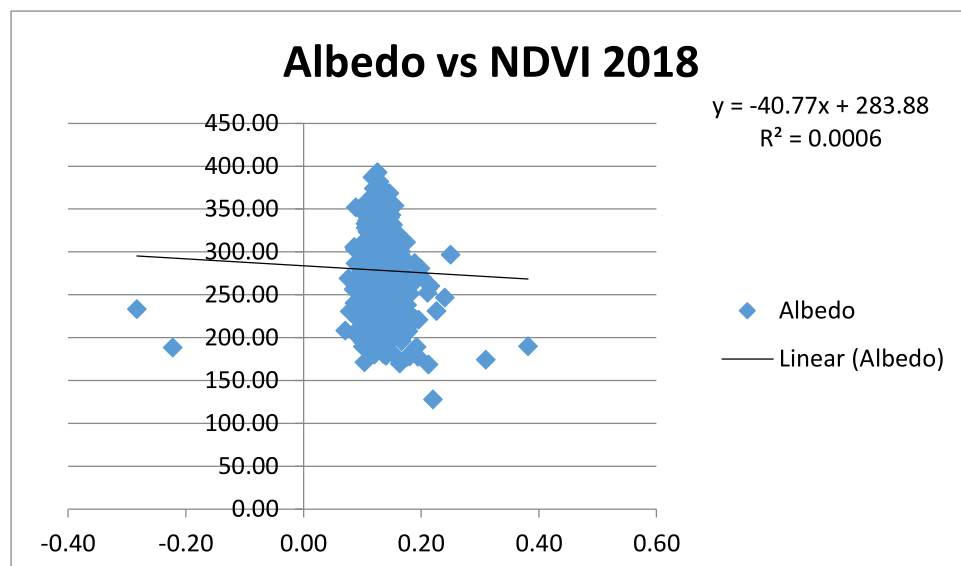


Fig3.5 : la corrélation entre albédo et INDVI en 2018

3.2.2. DISCUSSION:

À travers la carte et le formulaire de corrélation, nous concluons que la l'albédo prend une capacité élevée dans les endroits où il y a un manque de précipitations, lorsque les précipitations sont importantes, l'albédo exprime une faible dynamique et vice versa, car le pourcentage élevé de précipitations prend la couleur grise sur la carte blanche. L'association INDVI avec l'albédo nous permet d'obtenir des informations sur la dégradation de surface en termes de précipitations.

3.3. Cartographie de la précipitation:

La série d'ensembles de données CRU TS (CRU TS = Climatic Research Unit Timeseries) contient des séries chronologiques mensuelles de précipitations. L'ensemble de données est quadrillé à une résolution de 0,5x0,5 degrés, basée sur l'analyse de plus de 4000 enregistrements de stations météorologiques individuelles.

Donnant un aperçu de la distribution spatiale de la pluie générée pour les années 2002 et 2018, respectivement, comme nous avons trouvé en 2002 une légère variation des précipitations, comme nous avons enregistré dans certaines régions du nord un rapport de 21,41mm. Au centre, les précipitations sont plutôt modérées, et au sud, une diminution significative.

Quant à 2018, elle ne diffère pas beaucoup de 2002, mais une augmentation des précipitations, où nous avons enregistré la valeur la plus élevée de 32,91 mm. Dans certaines régions du nord, tandis que le reste du bassin variait en précipitations, et nous avons enregistré les valeurs les plus faibles dans l'extrême sud.

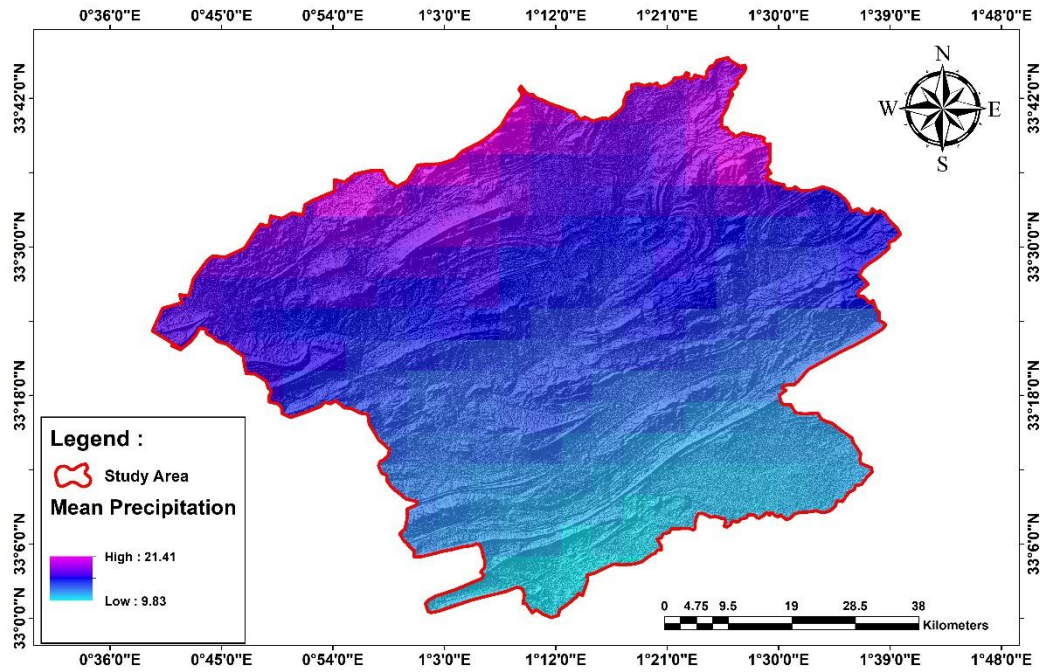


Fig3.6: Carte de la pluviométrie moyenne de la zone d'étude en 2002 (source LANDSAT8)

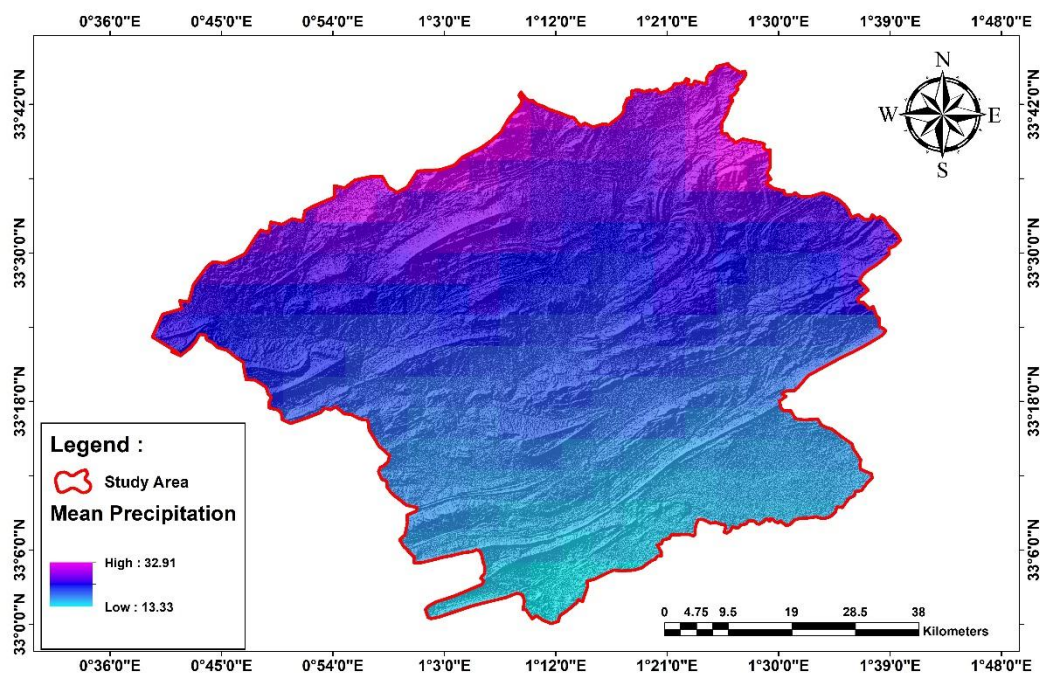


Fig3.7: Carte de la pluviométrie moyenne de la zone d'étude en 2018 (source LANDSAT 8)

Chapiter3

3.3.1. Résultats du ratio NDVI/Précipitation:

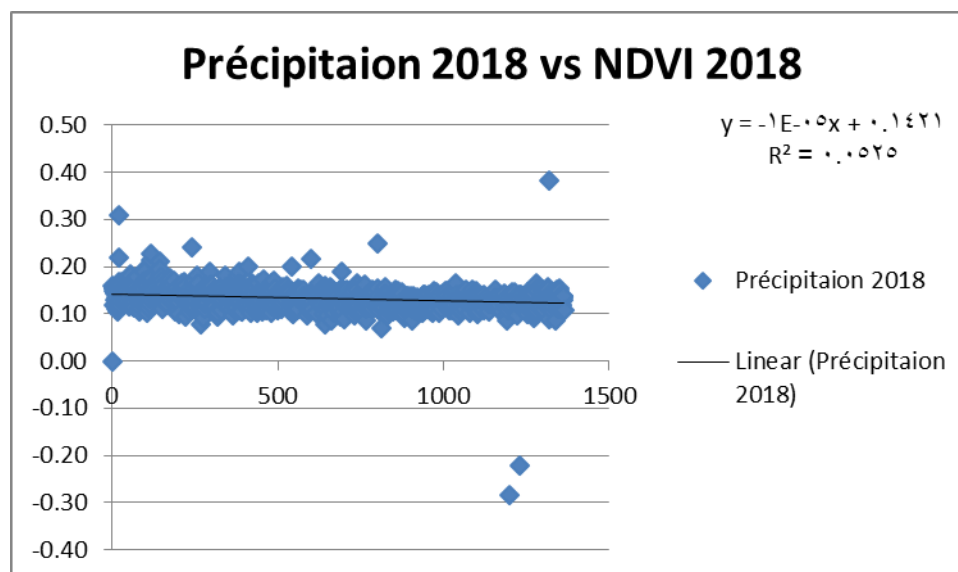


Fig3.8 : la corrélation entre pré et INDVI en 2018

3.3.2. DISCUSSION:

Il est extrait que la valeur du paramètre est $R^2=0.0525$ Cela indique que la relation linéaire entre l'indice NDVI et les précipitations est faible (négative). Et nous concluons qu'il n'y a pas de relation entre eux. Cela est dû à l'activité photosynthétique de la végétation est faible. Qui n'interfère pas avec les précipitations Ou que la quantité qui diminue n'est pas la quantité que l'usine utilise réellement. La diminution de l'indice végétatif dans le bassin est due à la perte de nature végétale. Qui m'affectent également directement

À la lumière de ces résultats, Par ailleurs, l'activité photosynthétique des végétaux ne dépend pas uniquement de la pluie. D'autre paramètres climatologiques comme la température, le vent et humidité ou géographiques comme le sol, hydrographie, la géologie et les activités humaines interviennent dans la réponse du NDVI.

3.4. Les Altitudes:

La carte des pentes du bassin versant de Brézina, montre un relief accidenté dans sa majorité (Fig.3.9). Il est fortement raviné, ce qui favorise un écoulement sporadique et un charriage des matières solides conséquent. On a classé les pentes du bassin versant en quatre classes. La forte pente est remarquable au Nord du bassin où les altitudes peuvent aller à 1900 m (plus de 10%). Cette pente devient faible à la limite Sud du bassin versant (inférieure à 0,5%). Une moyenne pente caractérise le reste du bassin versant (de 5 à 10%).

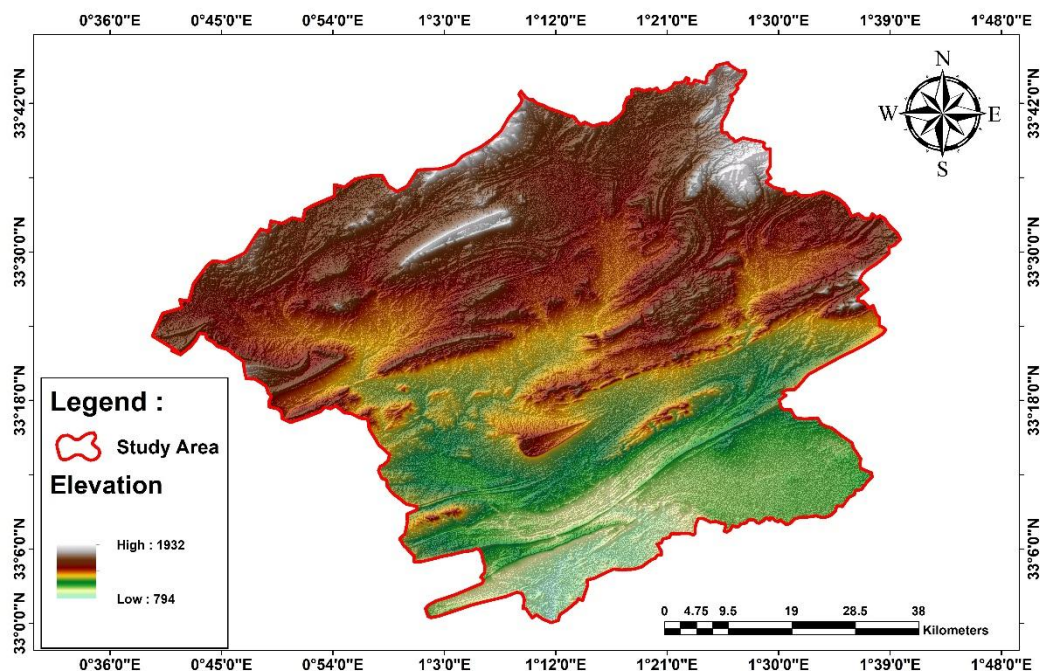


Fig3.9: Images dès l'altitude (source LANDSAT 8)

3.4.1. Le relation des Altitudes avec précipitation:

Tous les auteurs, qui ont étudié la pluviométrie en Algérie montrent que la répartition de la pluie subit trois influences. Il s'agit de l'altitude, les conditions de topographie, de la longitude et enfin celle de l'éloignement à la mer.

Ainsi P. Seltzer a montré que la répartition des pluies en Algérie obéit aux trois lois suivantes :

- ❖ La hauteur de pluie augmente avec l'altitude. Mais elle est plus élevée sur les versants exposés aux vents humides que sur les versants sous les vents ;
- ❖ Elle augmente de l'ouest à l'est ;
- ❖ Elle diminue à mesure que l'on s'éloigne du littoral.

L'irrégularité des précipitations moyennes annuelles augmentent de Nord à sud où la région Brezina.

Aussi, l'élévation des altitudes entraîne une hausse corrélative des précipitations, ETR et l'indice d'aridité, tandis que le déficit d'eau diminue, La pluviométrie est un élément fondamental du climat, son importance est telle que les différentes classifications du climat reposent essentiellement sur la moyenne annuelle ou mensuelle des précipitations. En effet, la précipitation varie avec l'altitude qui les précipitations augmentent. Puisque notre région souffre de températures élevées, cela provoque le

Chapter3

processus d'évaporation, surtout en été, l'évaporation augmente avec l'augmentation de la température.

Toutefois, le gradient pluviométrique est très variable. Dans le même contexte, Boris Sevruk et al (2002) ont montré que le gradient de précipitation s'inverse souvent avec l'altitude. Cette relation entre altitude et précipitation C'est une relation inverse entre eux, la diminution de la hauteur signifie un manque de précipitations, et vice versa

Par la figure de la corrélation entre les précipitations et la hauteur, une corrélation positive entre eux apparaît, et cela est dû à la relation linéaire entre eux, que chaque augmentation de la hauteur augmente les précipitations.

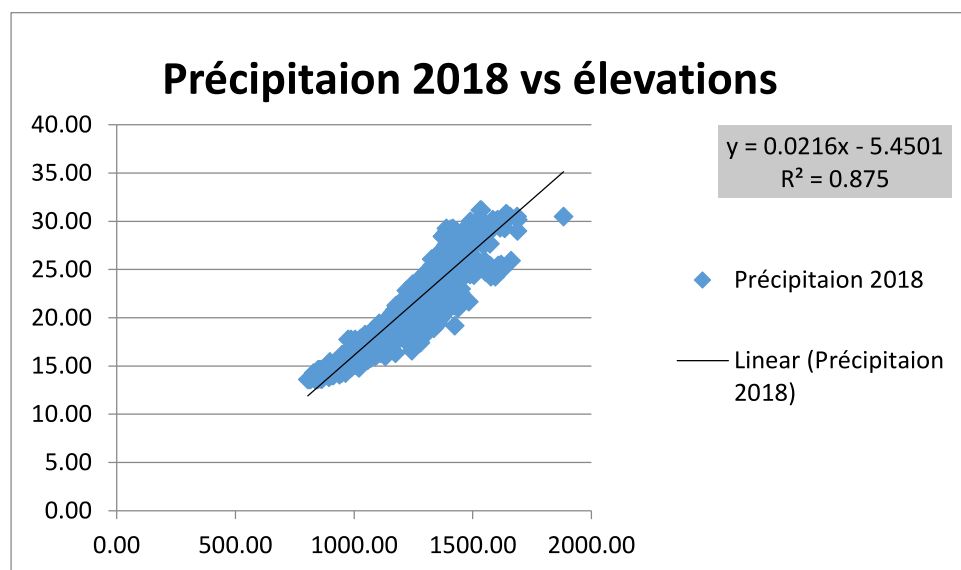


Fig3.10 : la corrélation entre précipitation et élévation en 2018

3.5 Cartographie de la température de surface:

On se basant sur la méthode de cartographie de LST décrite précédemment en faisant intervenir en entrée les cartes de l'émissivité de l'NDVI et les différentes données dans l'infrarouge thermique on a abouti à l'élaboration de la carte LST pour différentes périodes. Nous présentons deux images de la température générée au cours des années 2002 et 2018 via le satellite Landsat 8.

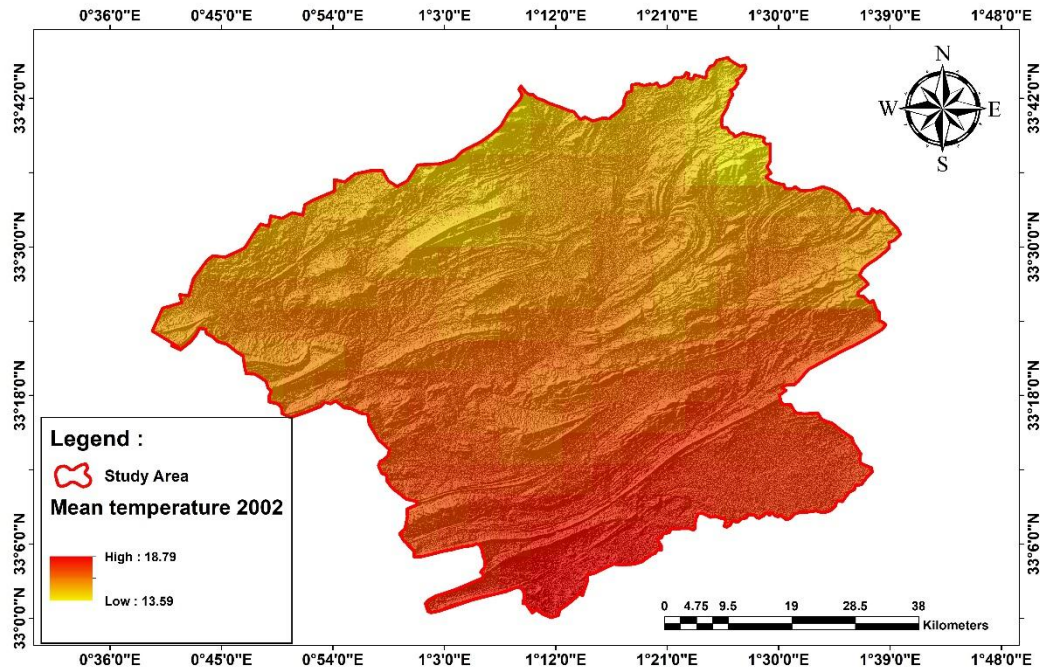


Fig3.11: Images de température de surface 2002(source LANDSAT 8)

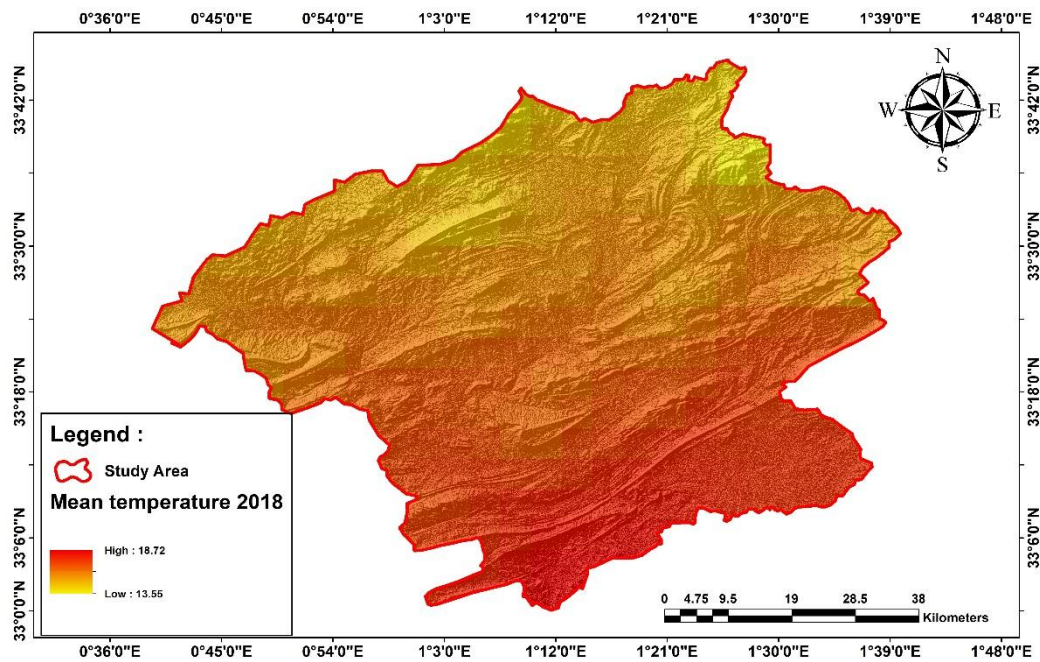


Fig3.12: Images de température de surface 2018(source LANDSAT 8)

Sur les deux figures, la température pour les années 2002 et 2018, on note que les endroits où le sol nu prédomine ont des températures de surface plus élevées que celles des secteurs où il y a un pourcentage de couvert végétal. La partie sud montre des températures plus élevées que celles du nord. Cela est dû par la relation directe qui existe entre la température de surface et les précipitations (Girard et Girard, 1999) et à la

Chapter3

pluviométrie plus importante dans le nord que dans le sud. Ces zones touchées par la pluie diminuent leurs températures de surface en raison de l'évaporation, tandis que les régions les plus déficitaires maintiennent des températures plus élevées.

3.5.1. Résultats du ratio NDVI/Ts:

L'image suivante représente la relation NDVI / Ts où nous observons une association inverse entre la température de surface et la végétation. Surtout dans les régions avec le plus grand pourcentage de couverture, où l'on remarque des températures plus basses.

Dans le nord, aux endroits où nous avons enregistré 0,54 de couverture végétale, le pourcentage le plus élevé enregistré, nous avons enregistré la valeur la plus basse de température de surface. Et dans les endroits méridionaux qui connaissent une grave détérioration du couvert végétal, on aurait dû enregistrer la plus grande valeur de température.

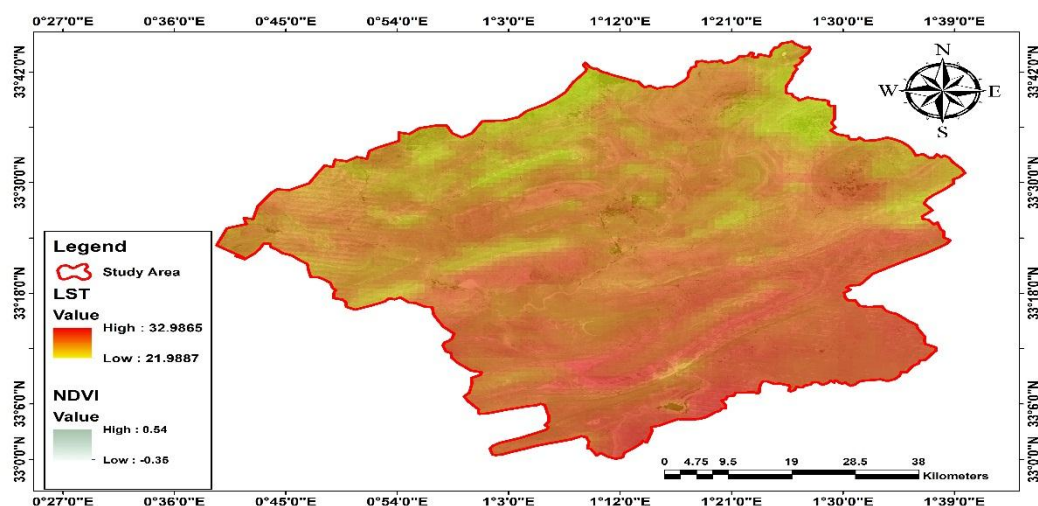


Fig3.13: Images de ratio INDVI/Ts 2018(source LANDSAT 8)

3.5.2 Résultats de la corrélation NDVI/Ts:

Cette partie illustre les résultats issus de l'analyse de la corrélation entre indvi et températures. Une corrélation négative a été observée entre les températures et l'NDVI. L'augmentation de la température provoque une baisse remarquable des valeurs du NDVI, ce qui nous indique que, dans les régions arides et semi-arides, la température minimale est le facteur limitant qui conditionne le fonctionnement de l'activité photosynthétique des feuilles. Augmentation de cette température par rapport à la moyenne entraîne une diminution importante de l'activité photosynthétique des feuilles des arbres qui se traduit par une chute significative des valeurs de l'indice NDVI. Cette corrélation négative peut être expliquée par la forte covariance négative existant entre les températures et les précipitations.

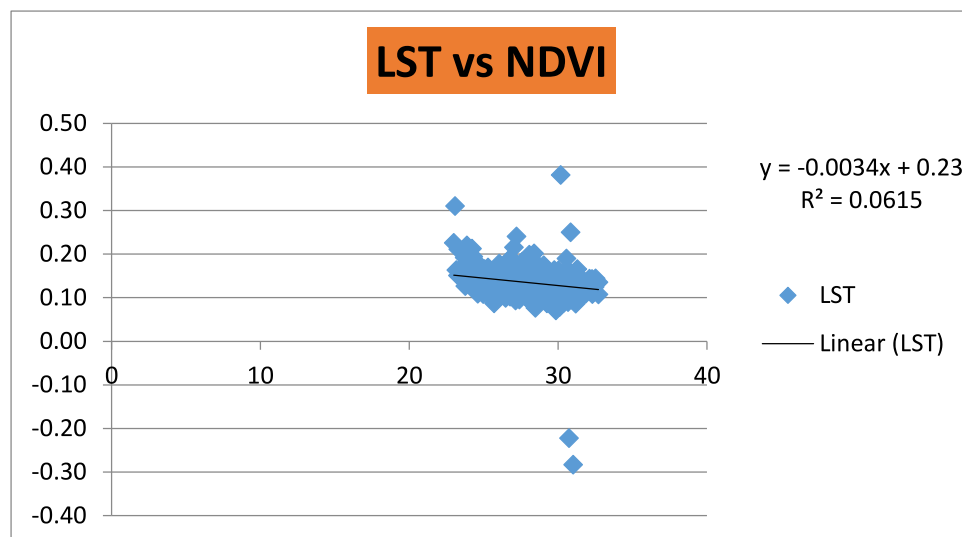


Fig3.14 : la corrélation entre INDVI et Ts en 2018

3.5.3 Le relation des Altitudes avec température:

De manière générale, la température dépend de la pression. Plus la pression augmente, plus la température est élevée. Dans des conditions météorologiques comparables, les températures les plus élevées sont mesurées au niveau de la mer, la pression de l'atmosphère étant la plus haute au niveau de la mer. Plus on s'élève en altitude, plus la température diminue, parce que la pression diminue.

Outre la pression, le type de réchauffement de l'atmosphère joue un rôle primordial. L'atmosphère est principalement réchauffée par la surface de la Terre. Cela signifie que le rayonnement solaire de courtes longueurs d'ondes chauffe la surface terrestre. La surface ainsi chauffée émet à son tour un rayonnement thermique de grandes longueurs d'ondes à l'atmosphère qui se situe au-dessus.

L'image (3.15) représente la relation de la température aux altitudes où l'on remarque dans les endroits méridionaux qui ont des diminutions (haute pression atmosphérique) une augmentation des températures qui ont une relation linéaire avec la pression lorsque la pression est à son plus haut niveau lorsqu'elle est dans les creux.

Au milieu des lieux avec des altitudes moyennes, on remarque une température relativement basse (une diminution de l'atmosphère). Comme pour les endroits avec des altitudes allant jusqu'à 1900 m, on note une baisse de température due à un manque d'atmosphère également.

L'effet de la pression atmosphérique sur la chaleur, et c'est exactement ce que les scientifiques ont appelé le gradient thermique. Adiabatique (on perd de la température tous les 100 ° C) Le gradient thermique est un changement continu de température en fonction d'une variable qui est l'altitude et constante est la chaleur c'est-à-dire l'échange thermique avec l'extérieur.

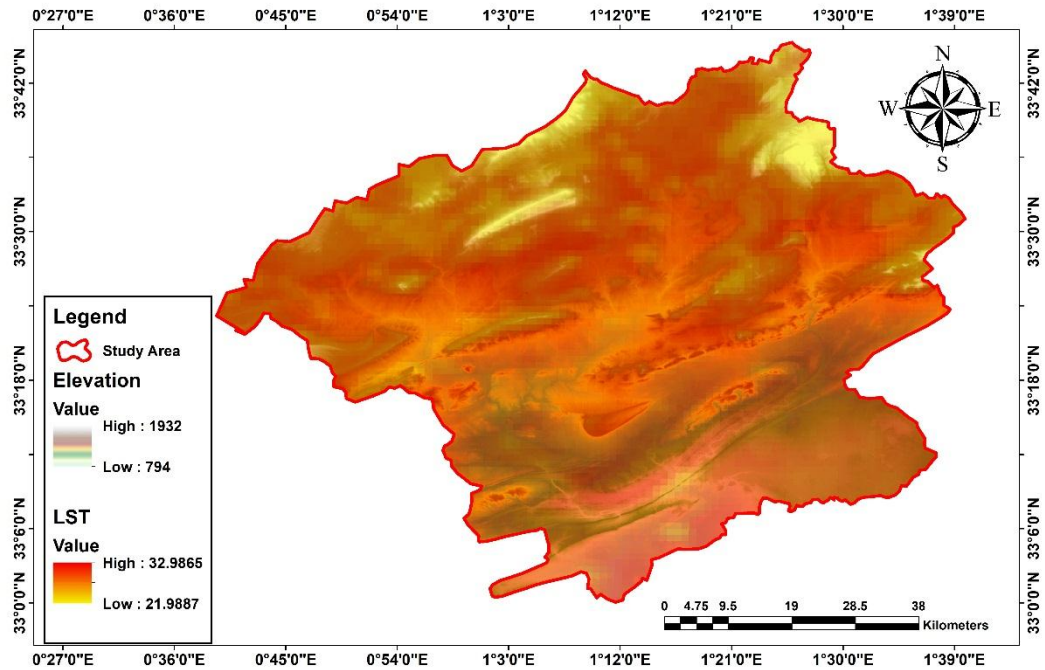


Fig3.15: La relation entre les l'altitude et température2018 (source LANDSAT 8)

Grâce à la courbe de corrélation entre les altitudes et la température de surface, il existe une corrélation moyenne entre elles en raison d'autres influences qui interfèrent avec les altitudes pour contrôler la température de surface.

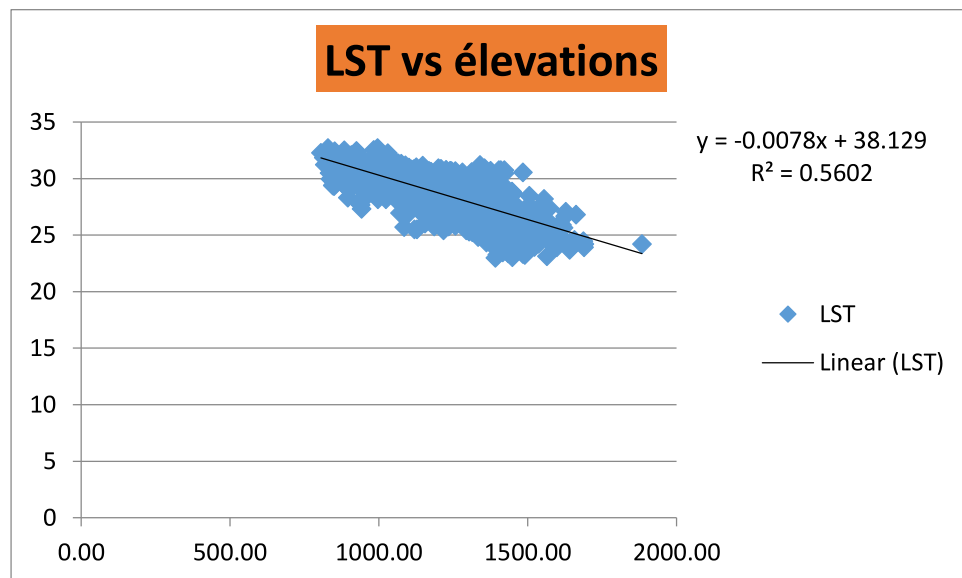


Fig3.16 : la corrélation entre LST et élévation en 2018

Chapiter3

3.5.4 Résultats de la relation entre le NDVI et la température de surface pour la caractérisation de l'état du couvert végétal:

Dans les deux images de suivi de l'état du couvert végétal à travers une image pour l'année 2002, nous pouvons définir deux catégories

La première catégorie, sol nu, profite de l'ensemble du bassin, et la seconde catégorie, certaines zones du nord, ont un faible couvert végétal. Quant à la photo de 2018, une diminution du sol nu, une augmentation de la végétation sèche, avec peu d'eau à la sortie du barrage, et un peu de couverture moyenne sèche.

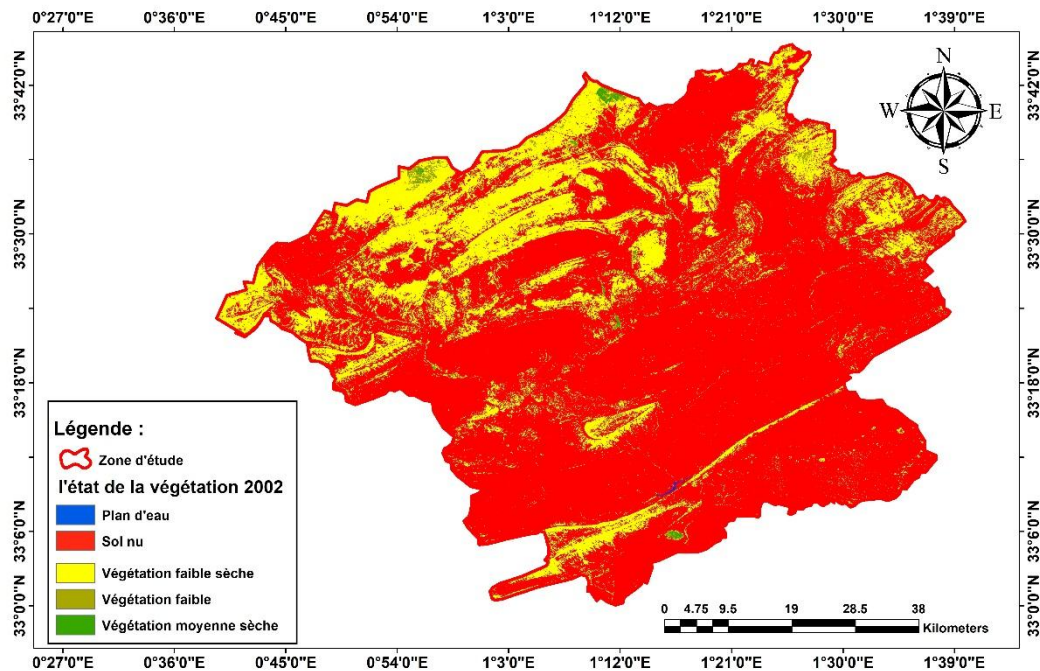


Fig. 3.17. Résultats de la relation entre le NDVI et la température de surface pour la caractérisation de l'état du couvert végétal 2002 (landsat8)

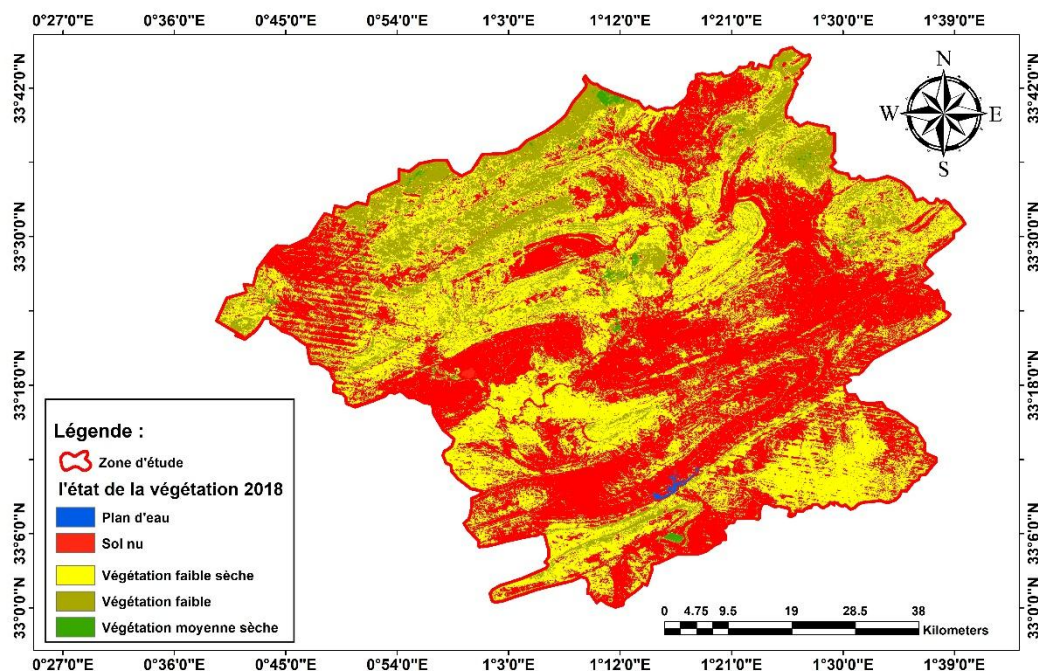


Fig. 3.18. Résultats de la relation entre le NDVI et la température de surface pour la caractérisation de l'état du couvert végétal 2018 (landsat8)

3.5.5. DISCUSSION:

Grâce à ces relations, nous concluons que notre région est semi-aride. Les hautes plaines (centre et nord) sont caractérisées par une diminution significative de la couverture végétale et la plupart de ses régions sont dispersées. Elle a un environnement sensible et fragile résultant des perturbations dues aux pluies comme première cause. Ceci se conclut par l'émergence de la désertification, qui est perturbée par plusieurs causes différentes, selon les composantes naturelles, sociales et économiques.

À travers la courbe de corrélation, on remarque qu'une corrélation négative et que la relation est non linéaire, car elle est causée par l'imperméabilisation, qui à son tour interagit avec le sol et le rend plus humide, ce qui donne à la plante ses besoins.

3.6 Cartographie de l'évapotranspiration :

Les résultats de l'année 2002 montrent qu'elle coïncide avec une année un peu sèche avec moins de précipitations là-bas, une évaporation progressive du sud au nord, avec la prédominance des surfaces exposées au stress hydrique, où l'on voit l'évaporation et est faible en termes de couverture végétale et d'autre part d'altitude.

D'une part, on constate que le taux d'évaporation dans le nord est faible par rapport au sud, où nous avons enregistré un taux allant jusqu'à 20 par an, quant à ceux du sud, nous avons enregistré les plus grandes valeurs d'évaporation, qui atteignaient 25 par an. Quant aux résultats de 2018, il n'y a pas de différence. Significatif Il n'y a guère de légère diminution de l'évaporation avec une faible augmentation du couvert végétal

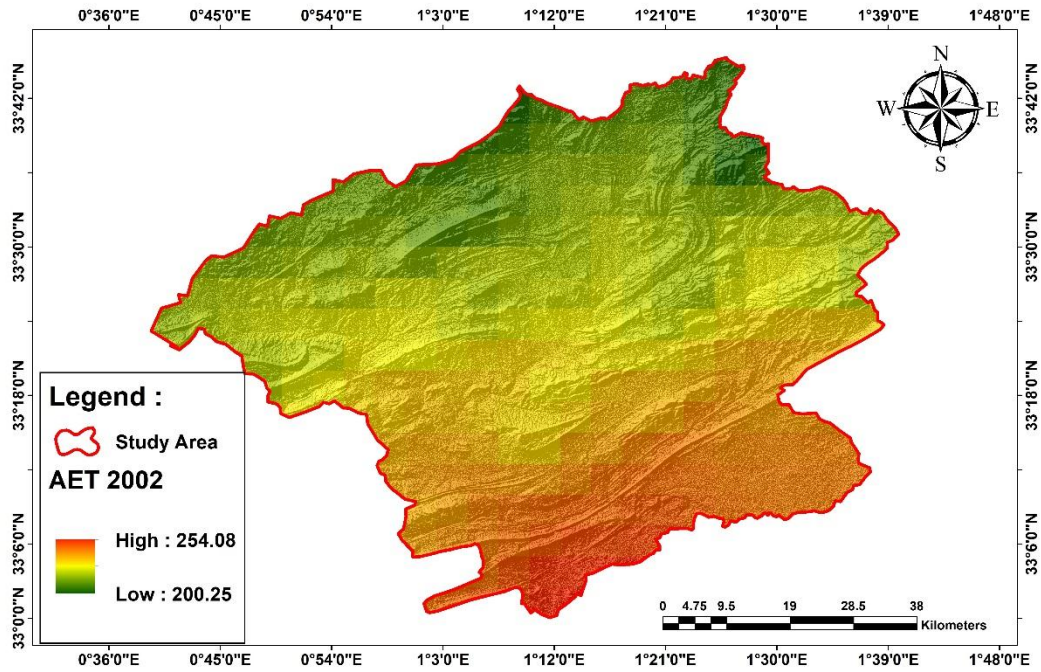


Fig3.19: Carte de l'évapotranspiration de la zone d'étude mm2 (l'echelle 0.1) (source LANDSAT 8)

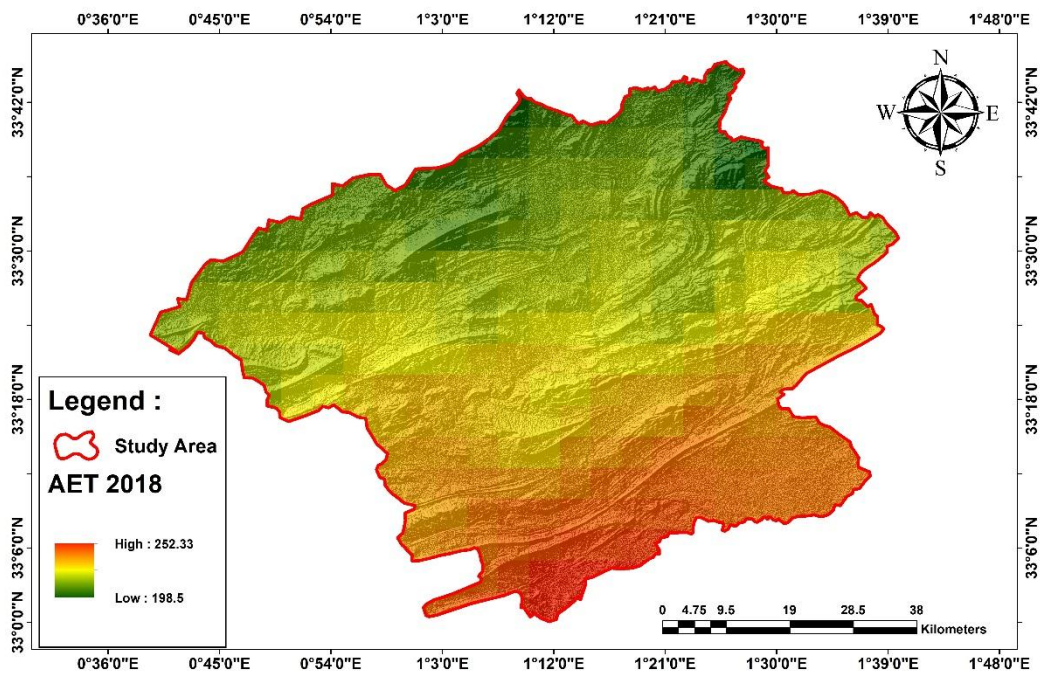


Fig3.20: Carte de l'évapotranspiration de la zone d'étude en2018 (l'echelle 0.1) (source LANDSAT 8)

Chapiter3

3.6.1. La relation entre l'évapotranspiration et Ts:

L'image représente la relation entre l'évaporation et la température de surface, où l'on remarque une élévation des températures dans le terra acridien, suivie d'une augmentation de la valeur de l'évaporation, qui gradue d'un degré avec la longueur du bassin, où l'on observe une diminution significative, en particulier dans les endroits avec un pourcentage de couverture végétale, mais l'évaporation n'a pas changé de manière significative sur la longueur Le bassin.

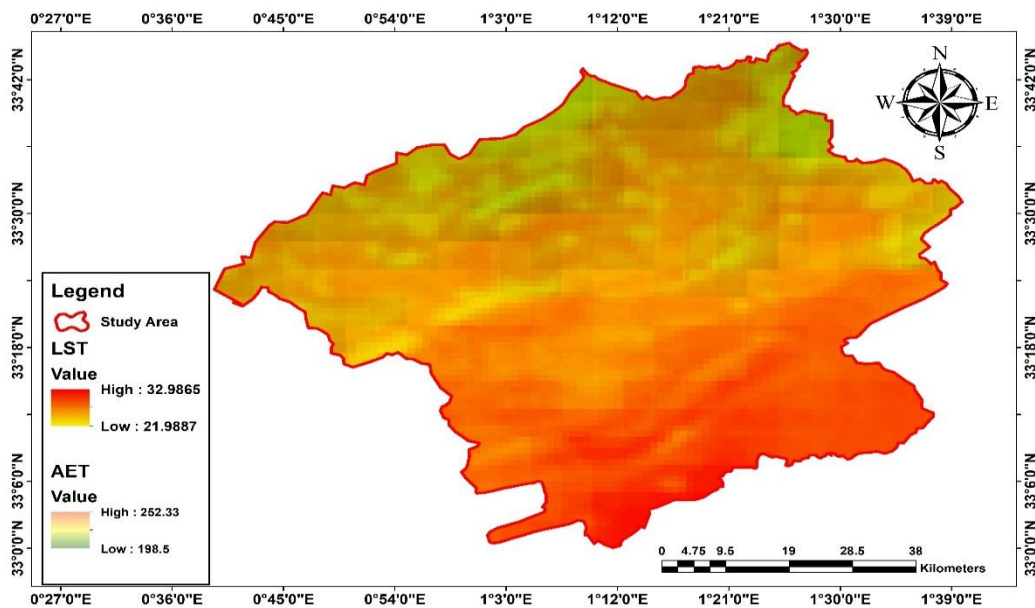


Fig3.21: Carte de la relation ETR/Ts (2018) (source LANDSAT 8)

3.6.2. La corrélation entre l'évapotranspiration et Ts :

Quant à la courbe de corrélation, on note une relation intermédiaire entre l'évaporation et la température de surface. Cela indique que l'évaporation et la température de surface n'ont pas de relation directe entre elles, car la température de surface est liée au taux de rayonnement directement lié à l'évaporation.

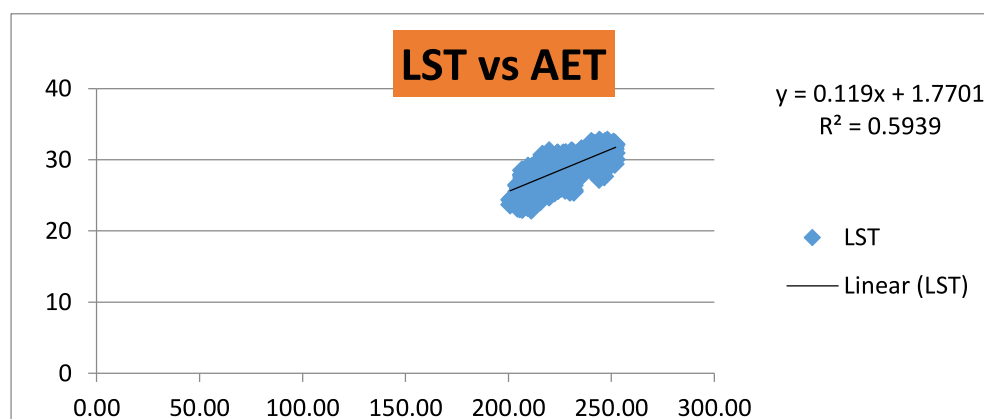


Fig3.22: la corrélation entre Ts et ETR en 2018

3.6.3. La corrélation entre l'évapotranspiration et précipitation:

La courbe de corrélation entre les précipitations et l'évaporation montre qu'il existe une relation forte entre eux, car les précipitations provoquent l'activité et la vitalité de la végétation, qui à son tour effectue le processus d'évaporation.

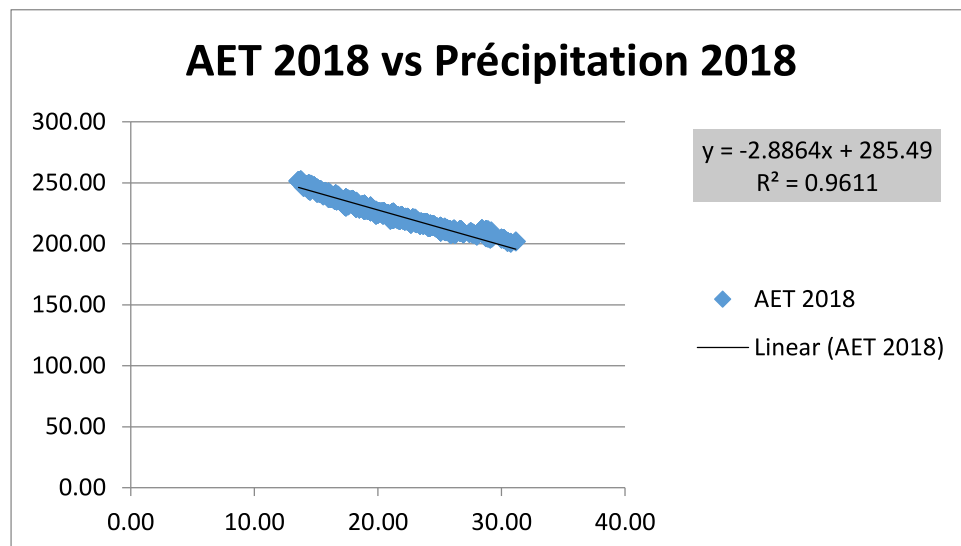


Fig3.23:la corrélation entre ETR et pré en 2018

3.6.4. Corrélation entre l'évapotranspiration et les altitudes:

La courbe de corrélation entre l'altitude et l'évaporation montre qu'il existe une forte relation entre eux, car les altitudes ont une forte relation avec les précipitations et la température, et ce sont les deux facteurs qui contribuent à l'augmentation de l'évaporation, où l'augmentation de l'altitude entraîne une augmentation des précipitations et la diminution de l'altitude signifie l'augmentation de la pression atmosphérique, puis l'augmentation de la température à mesure que les précipitations fonctionnent. La saturation du sol et la couverture végétale ont augmenté, et la température a été utilisée par la végétation dans le processus de photosynthèse.

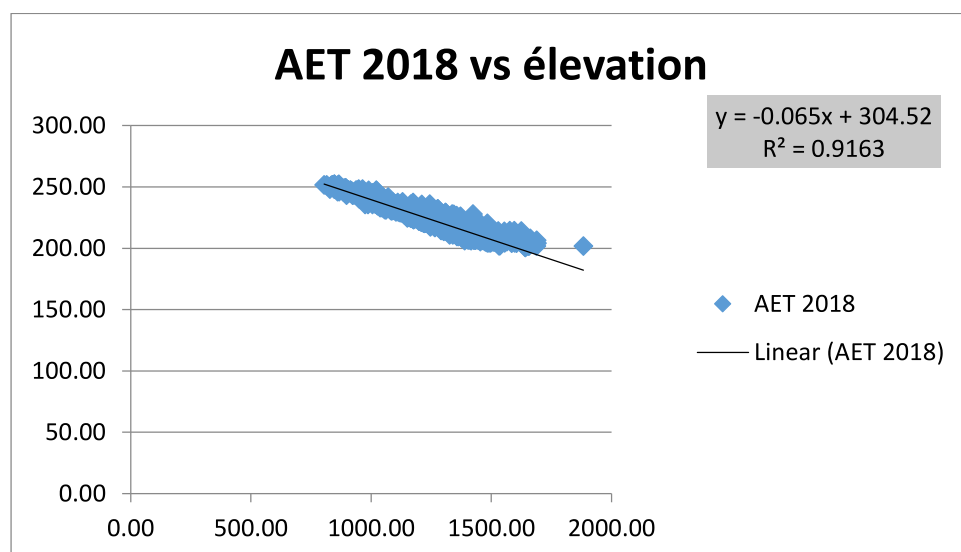


Fig3.24:la corrélation entre ETR et les altitudes en 2018

3.6.5. La corrélation entre l'évapotranspiration et T moy :

La courbe de corrélation entre la température de l'air et l'évaporation montre qu'il existe une forte relation entre eux, car l'évaporation se produit tant que l'air n'a pas atteint le degré de saturation, et la vitesse d'évaporation dépend de la quantité de différence entre l'humidité relative réelle de l'air et son humidité relative lorsqu'il devient complètement saturé. L'activité d'évaporation diminue à mesure que l'humidité relative approche. A partir de sa limite maximale, on sait qu'une diminution de la température de l'air conduit à une augmentation de son humidité relative, tandis que son augmentation conduit à une diminution de cette humidité, et cela nous explique l'une des raisons importantes de la diminution de l'évaporation due à la diminution de la température, et son augmentation du fait de son forte.

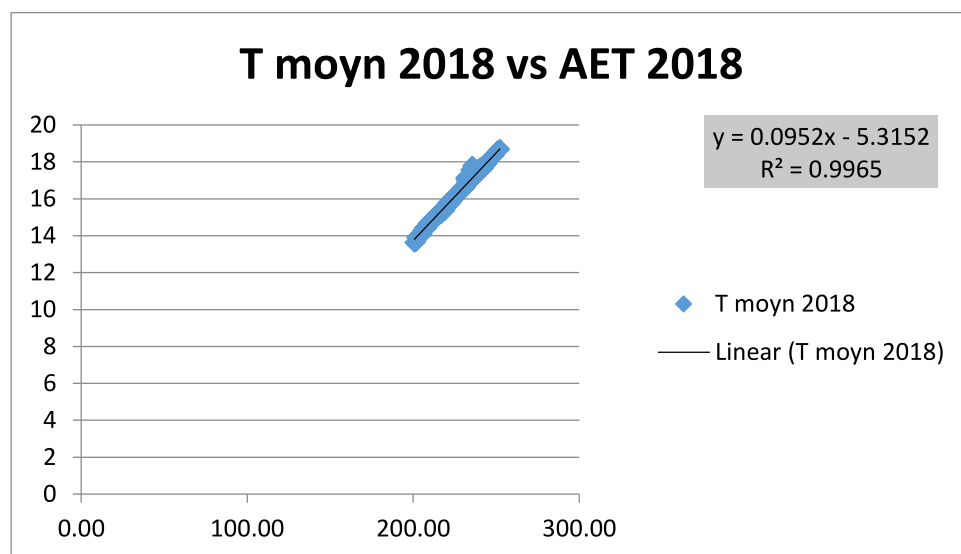


Fig3.25: la corrélation entre Tmoy et ETR en 2018

3.6.6. La corrélation entre l'évapotranspiration et INDVI :

À travers la courbe de corrélation entre INDVI et ETR, nous remarquons l'existence d'une relation négative, c'est-à-dire qu'il n'y a pas de relation linéaire, car la végétation au niveau du phénomène de photosynthèse nécessite que le sol soit saturé d'eau qui ne provient que des précipitations et d'une température modérée pour s'évaporer.

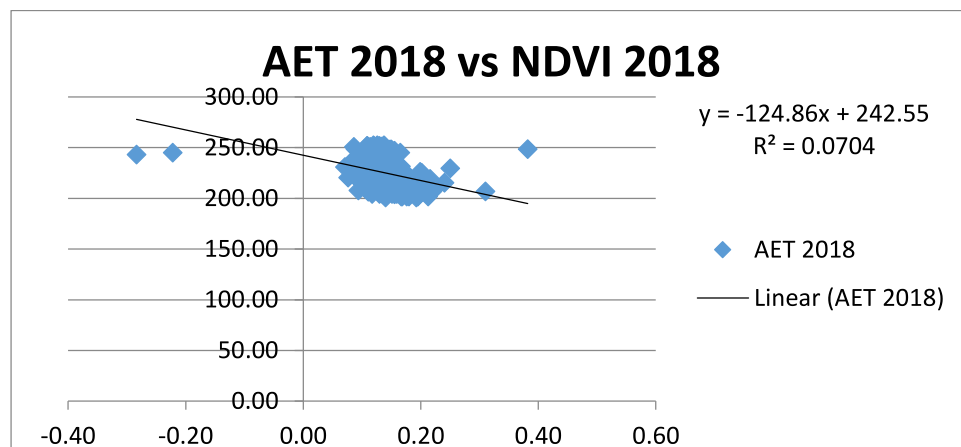


Fig3.26: la corrélation entre ETR et NDVI en 2018

3.6.7. DISCUSSION:

La température étant étroitement reliée au taux de radiation, lui-même directement corrélé à l'évaporation, il s'ensuit qu'une certaine relation existe entre l'évaporation et la température de la surface évaporant. Le taux d'évaporation est, en particulier, une fonction croissante de la température de l'eau. Comme la température de l'eau varie dans le même sens que la température de l'air, il est plus facile de mesurer cette dernière. On utilise ainsi dans les formules de calcul de l'évaporation la température de l'air plutôt que celle de l'eau.

Au voisinage du sol, la température de l'air est fortement influencée par la nature de la surface terrestre et par l'importance de l'ensoleillement. A la base de la troposphère, la température de l'air suit un cycle quotidien appelé variation ou cycle diurne, avec un minimum et un maximum observables au cours d'une journée. Les facteurs influant sur ces variations de la température atmosphérique (L'élévation de la pression atmosphérique est proportionnelle au manque d'altitude) dans le temps sont en fait nombreux. Il y a 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, etc. De tels éléments agissent sur les amplitudes thermiques du jour, du mois ou de l'année.

La structure de l'épisode pluvieux va toutefois jouer un rôle essentiel sur le processus d'interception. En effet, on admet aujourd'hui que même durant la pluie, une fraction de l'eau interceptée peut s'évaporer. Ainsi, la durée de la précipitation va influencer directement les volumes interceptés : si une averse est fractionnée, une plus grande partie de l'eau interceptée mécaniquement par le feuillage peut s'évaporer par rapport à la situation d'une précipitation constante. Puisque notre région est une région semi-aride et souffre d'un manque de précipitations, c'est l'une des causes de l'évaporation dans le bassin.

3.7. Le couvert végétal:

La couverture végétale est une information capitale pour l'hydrologie. En effet, la présence ou non de végétation influence le bilan hydrologique en déterminant les quantités d'eau qui sont interceptées et transpirées par la végétation. Elle influence aussi la rugosité de la surface et donc le ruissellement. Le couvert végétal est d'autant plus important pour l'estimation de ruissellement.

En se basant sur les cartes de l'indice de végétation, le couvert végétal du bassin versant est relativement faible. Cette couverture très dégradée présente de mauvaise qualité de densité de recouvrement et de génération. La dégradation et la disparition du couvert décrit donc le bassin versant. Trois types de cultures caractérisent le bassin versant : une couverture dense ($> 0,25$), l'existante on le trouve peu au nord. Une moyenne couverture ($0,15- 0,25$), Il est présent de manière limitée dans le nord, tandis que le reste du bassin est présent dans un faible pourcentage. Quant à la majorité du bassin, il a peu de couverture et une absence quasi totale de végétation ($< 0,15$). Pour avoir une bonne couverture nous avons choisi des images où la couverture végétale est

Chapiter3

intense afin d'avoir des résultats plus ou moins satisfaisant (fig. 2.10) C'est pour l'année 2002.

Et dans la deuxième figure qui représente l'année 2019, on note:

- ❖ Une légère augmentation de la densité du couvert végétal du côté nord ($> 0,25$) et une couverture moyenne du couvert végétal sont partiellement étalées au nord et au centre du bassin (0,15-0,25).
- ❖ Une faible couverture ($< 0,15$), comme d'habitude, est répartie dans tout le bassin.

Donc le bassin de Brezina on dit qu'il est quasiment dépourvu de couvert végétal et on se réfère à sa situation géographique.

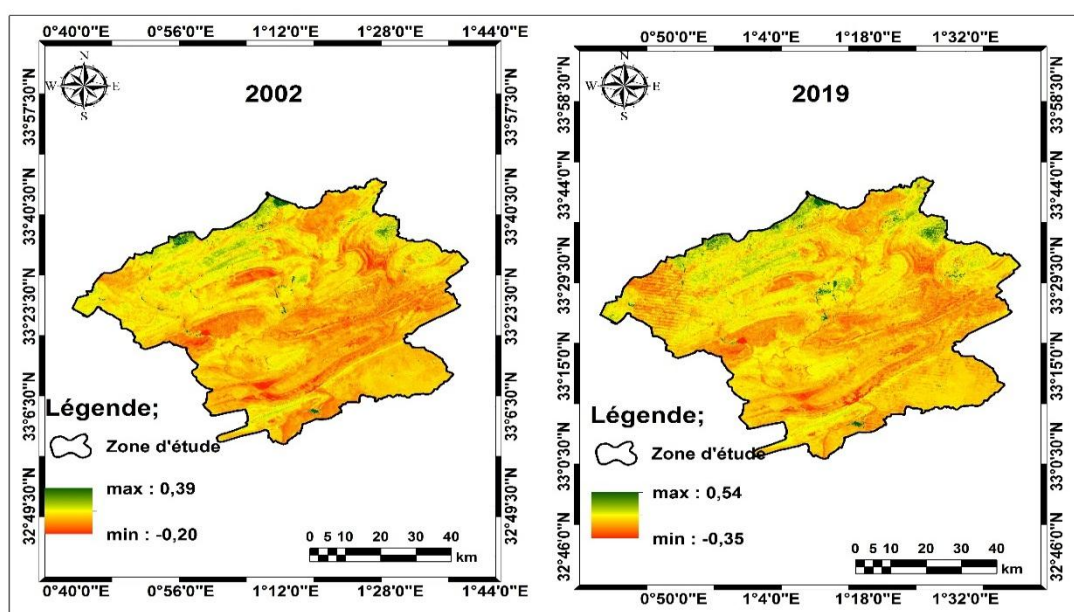


Figure 3.27: Le couvert végétal (landsat7 et 8).

3.8. Cartographie de l'occupation du sol:

La pression induite par les activités humaines sur les différents espaces contribue à modifier, dans un premier temps, l'occupation du sol. L'intensité de ces modifications diffère en fonction du climat, des systèmes de production appliqués, de l'efficacité des politiques de conservation et de gestion des écosystèmes et de l'application de la réglementation. Ces changements peuvent être détectés tant à l'échelle régionale que locale. Ils se traduisent par une perturbation des paysages naturels et agissent sur la

Chapiter3

dynamique de la végétation. Ils ont également des conséquences directes sur la configuration de l'occupation des sols et sur la biodiversité.

Les zones arides et semi-arides septentrionales se caractérisent par des pâturages et des terres arables épars. Cela étant, les régimes fonciers traditionnels et les droits d'usufruit sont souvent complexes, imbriqués et circonstanciels. Le tableau 1 résume les types de végétation et d'utilisation des sols en fonction des zones d'aridité.

Tableau 3.1 : Zones d'aridité, végétation et utilisation des sols dans les milieux arides.

Zone	Végétation	Utilisation des sols
Hyperaride	Accidentelle	Très limitée
Arde	Buissons et arbustes ligneux, succulentes, quelques graminées pérennes et de nombreuses graminées annuelles	Pâturage
Semi-aride	Prairies, arbustes tropicaux et quelques savanes	Pâturage pastoral, agriculture pluviale
Subhumide sèche	Prairies, zones boisées et savanes, maquis, chapparal, steppes	Pâturage et élevage, production intensive de bétail, agriculture pluviale, agriculture irriguée, sylviculture

Une classification spectrale est intéressante lorsque la seule utilisation des signatures spectrales, due à une bonne qualité de l'image et à une structure paysagère adéquate, suffit à classifier l'image. Des deux méthodes de classification, celle non supervisée a été mise en œuvre, dans un premier temps, afin d'obtenir une première représentation des types des formations végétales. L'intérêt de cette classification non supervisée permet de préciser la diversité du terrain.

Il est nécessaire ensuite de passer par une analyse plus fine de détection basée sur une classification supervisée, découlant de la définition de sites d'entraînement correspondant à des régions homogènes et dont on connaît le type du groupement végétal. La classification supervisée repose sur l'algorithme du maximum de vraisemblance.

Chapiter3

Deux cartes de périodes différentes, l'une de 2002 et l'autre de 2019, permettent d'appréhender la notion de dynamique de l'occupation des sols et, par conséquent, des groupements végétaux.

Sur l'image(2002), nous remarquons une population répartie sur la longueur du bassin, ce qui contribue à réduire la couverture végétale par le pâturage, ainsi qu'à réduire les bassins versants et également à utiliser les terres pour l'agriculture.

On note également un faible pourcentage de couverture végétale, car la végétation varie considérablement d'une région à l'autre.

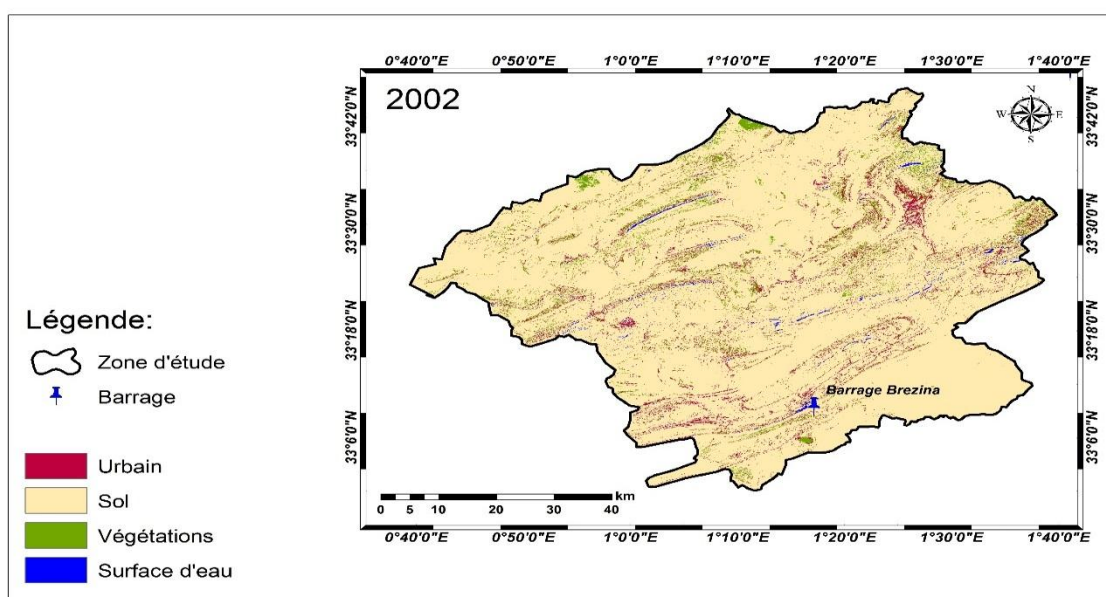


Figure 3.28: Occupation du sol 2002 (source landsat7 et 8).

Dans l'image (2019), des changements majeurs sont évidents en termes d'utilisation des terres. Par rapport à la première image, car nous voyons une utilisation excessive des terres. Par la population, une grande pénurie d'eau, une augmentation des centres de population et une utilisation excessive du couvert végétal. Grâce au pâturage dominant la région.

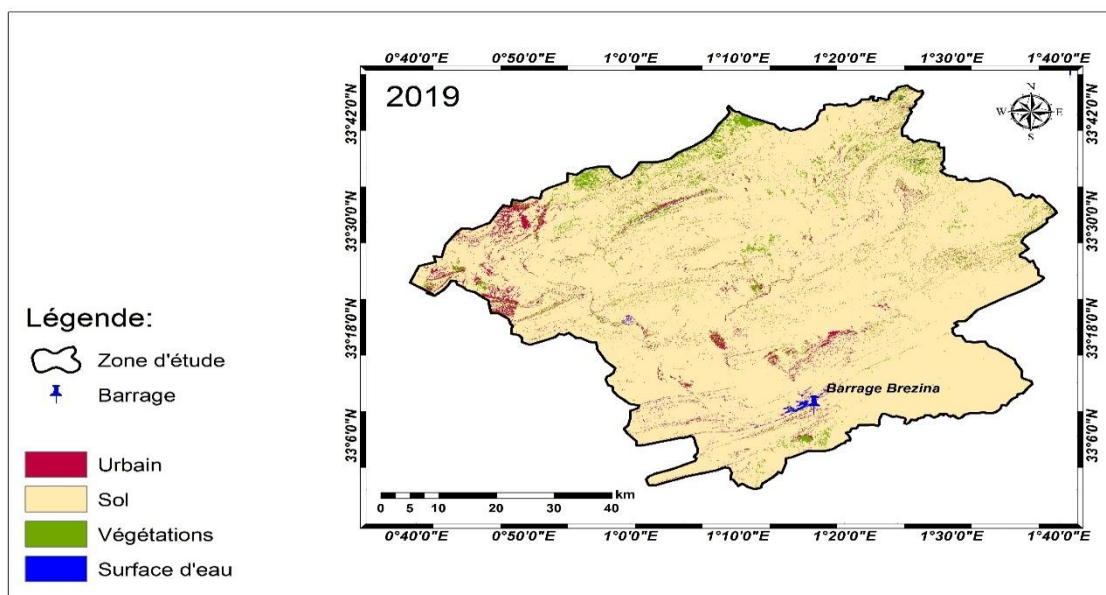


Figure 3.29: Occupation du sol 2019 (source landsat7 et 8).

La qualité du sol et sa distribution sont liées aux unités géomorphologiques de la zone d'étude. Trois formes physiologiques peuvent être identifiées en fonction de la composition géologique et de la nature des roches qui forment le substrat géologique:

- Montagnes, collines et sommets
- surfaces planes ou moins
- dépressions

La variété de sol minéral grossier provient de l'érosion du sol grossier.

Sols peu développés de deux types:

Les sols jeunes et bien développés au-dessus des roches dures érodent le calcaire et le sable

Les sols peu développés résultant de l'érosion de l'extension alluviale se répartissent notamment dans les canaux et terrasses des vallées et des banlieues.

Les zones montagneuses sont caractérisées par des sols calcaires.

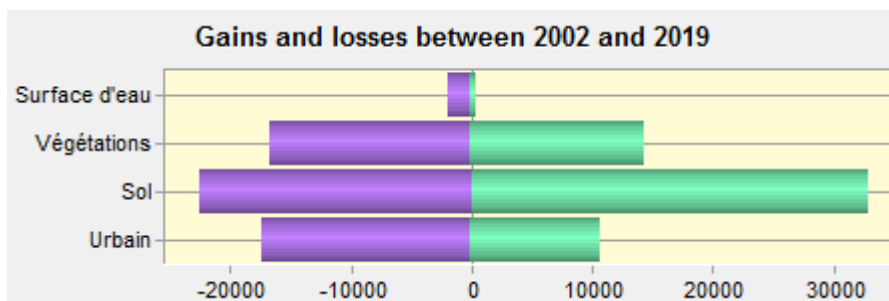
Chaque classe de ces sols présente des caractéristiques spécifiques favorables au développement d'une propagation végétale spécifique.

Chapiter3

3.9. Gains et pertes:

2.9.1 Par catégorie:

Un résumé des types de changements entre 2002 et 2019 :



Urbain	-17343	10815
Sol	-22612	32931
Végétations	-16793	14528
Surface d'eau	-1993	468

Tableau3.2: des variations nettes entre 2002 et 2018

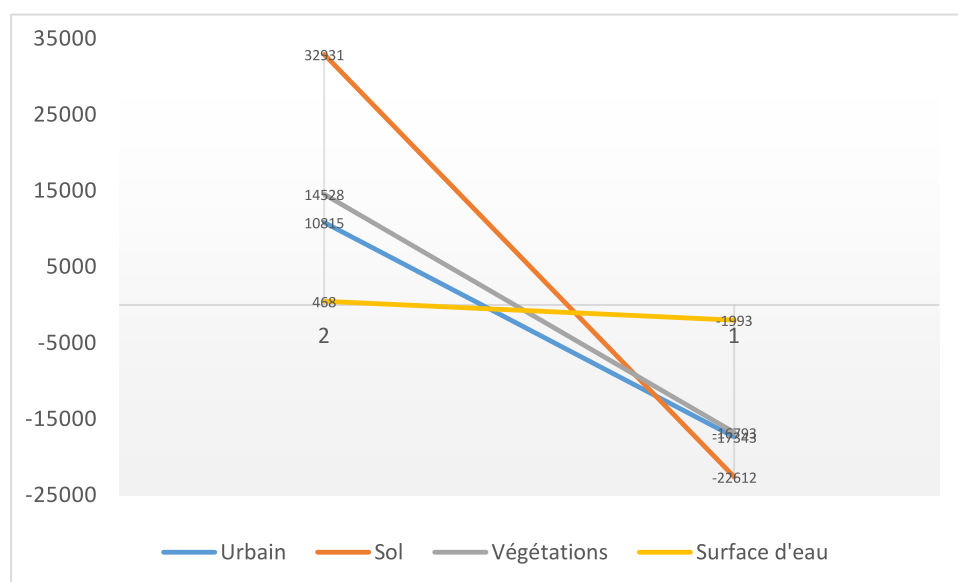
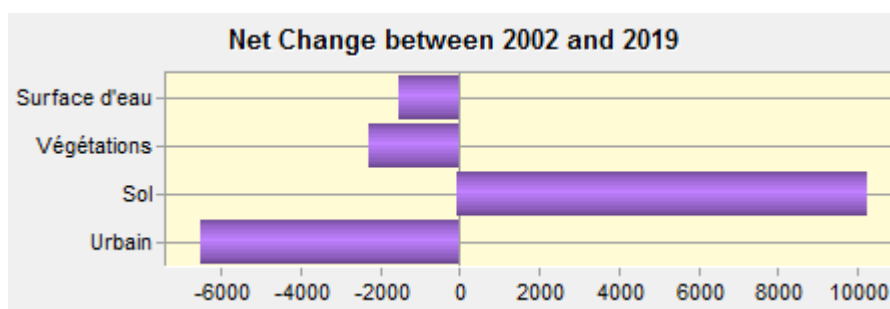


Figure 3.30: changements entre 2002 et 2019 Graphiquement.

Chapiter3

2.9.2 Variation nette par catégorie:



Urbain	-6529
Sol	10319
Végétations	-2266
Surface d'eau	-1525

Tableau3.3: Variation nette par catégorie

Quant à la première catégorie, elle représente les changements nets entre 2002 et 2019, où la Urbain, la couverture végétale et les plans d'eau ont tous été perdus, tandis que le sol l'a gagné.

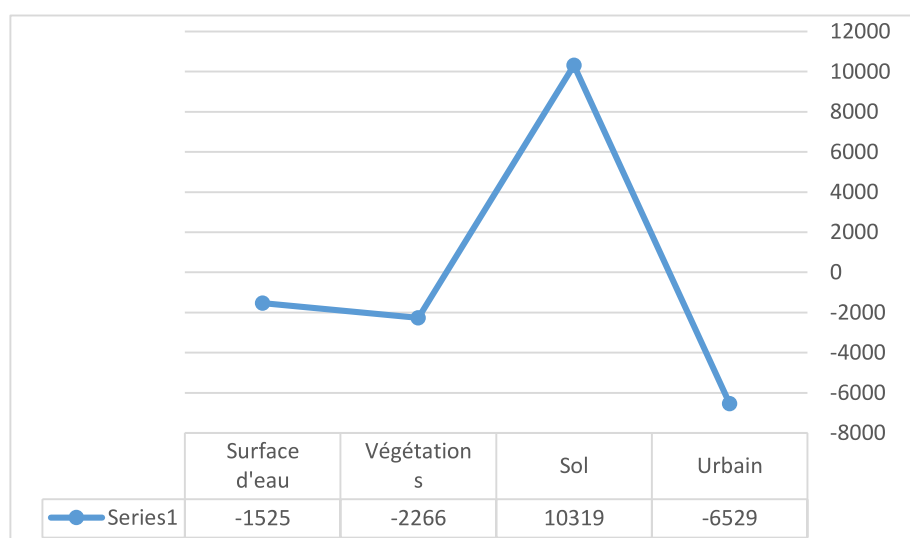
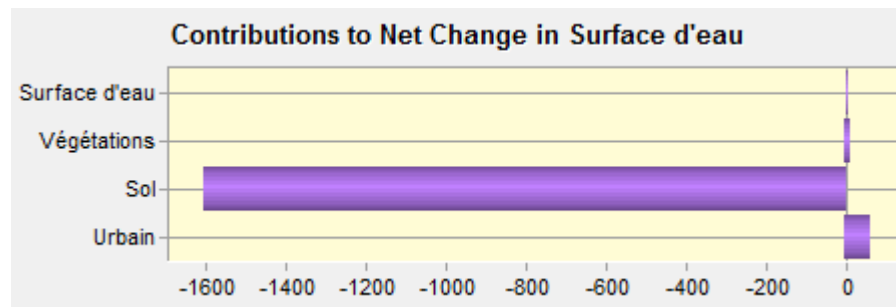


Figure 3.31: Variation nette par catégorie graphiquement.

Chapiter3

2.9.3 Contributions au changement net:



Urbain	67
Sol	-1606
Végétations	15
Surface d'eau	0

Tableau3.4:Contributions au changement net Surface d'eau

L'évolution en fonction de la catégorie d'eau On constate que le couvert végétal et les populations ont légèrement augmenté par rapport au compte de l'eau, tandis que le sol a été prélevé sur l'eau.

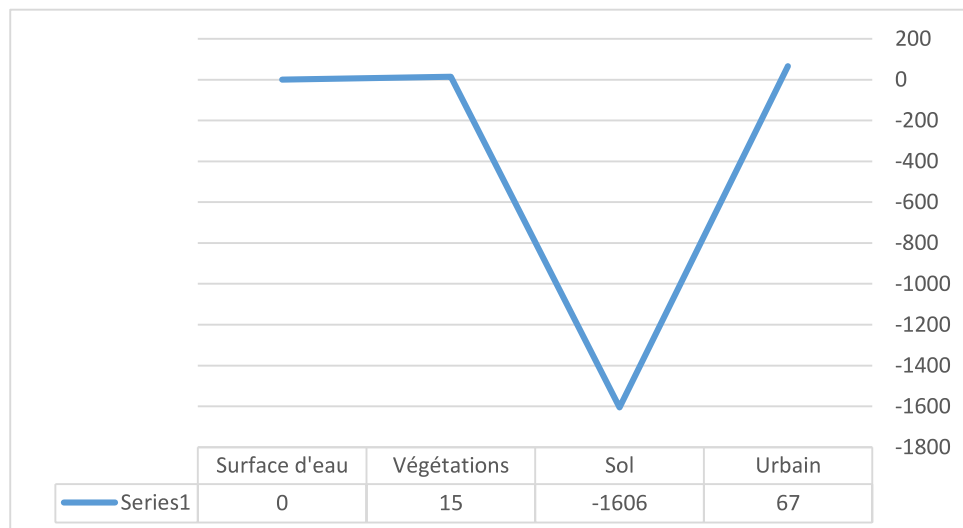


Figure 3.32: Contributions au changement net de la surface d'eau graphiquement

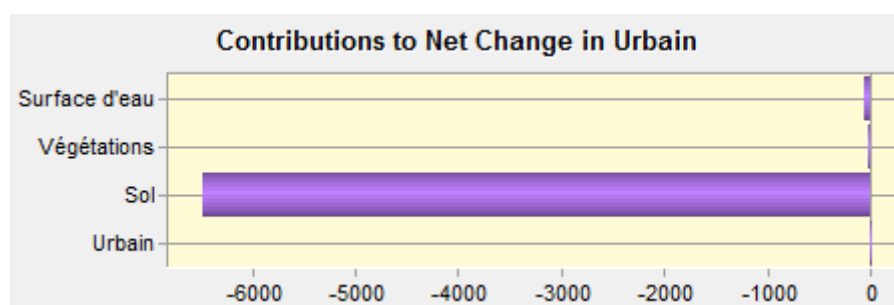


Tableau3.5:Contributions au changement net urbain

Urbain	0
Sol	-6485
Végétations	23
Surface d'eau	-67

Évolution selon la catégorie de population On constate que le couvert végétal a légèrement augmenté au détriment de la population, quant au sol et aux plans d'eau, ils ont été prélevés dans l'eau.

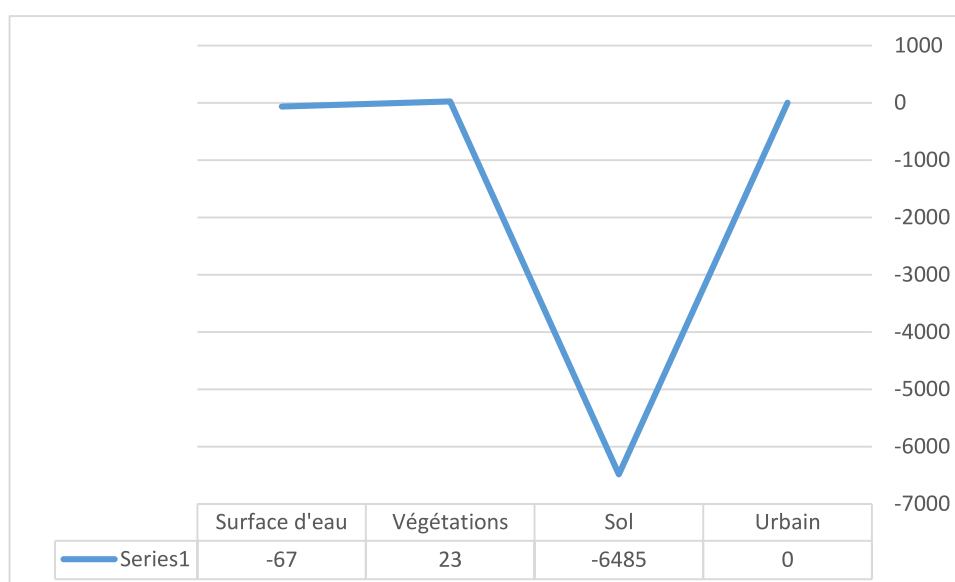
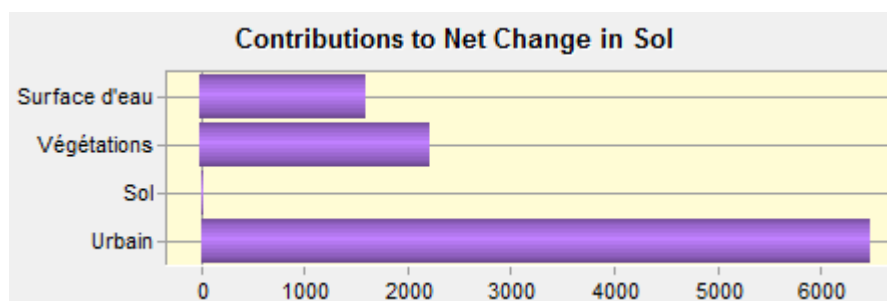


Figure 3.33: Contributions au changement net dans Urbain graphiquement



Le changement par catégorie de sol Nous remarquons que la couverture végétale, la population et les plans d'eau ont complètement augmenté.

Chapter3

Urbain	6485
Sol	0
Végétations	2227
Surface d'eau	1606

Tableau3.6:Contributions au changement net sol

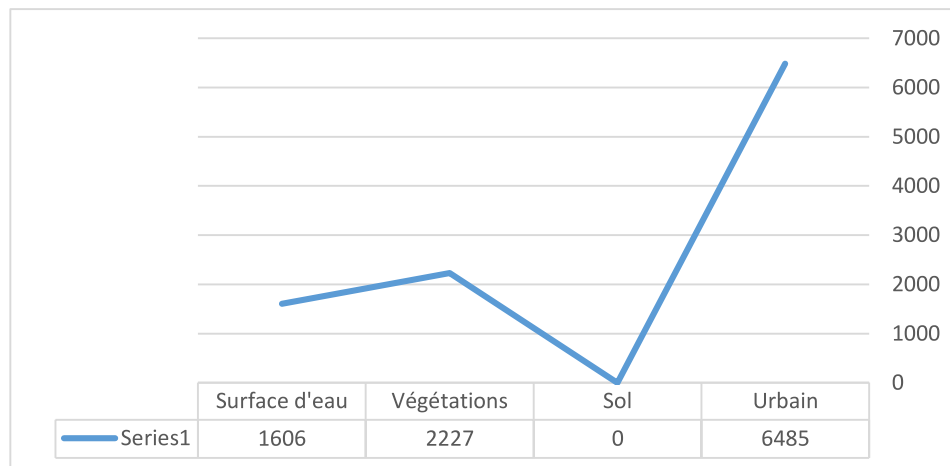
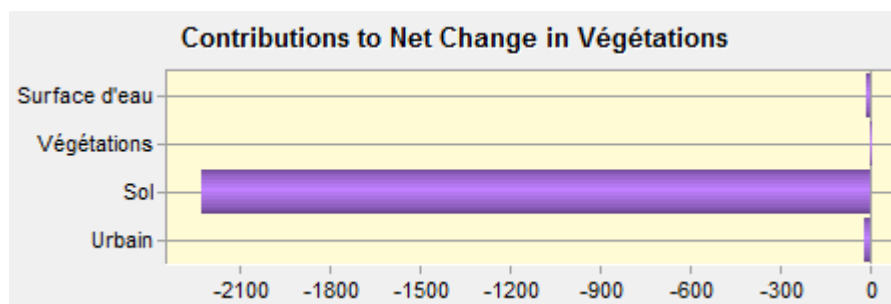


Figure 3.34: Contributions au changement net en sol graphiquement.



Chapiter3

Urbain	-23
Sol	-2227
Végétations	0
Surface d'eau	-15

Tableau3.7:Contributions au changement net végétation

Changement par catégorie de couvert végétal On remarque que le couvert végétal, la population et les plans d'eau sont entièrement prélevés sur le couvert végétal.

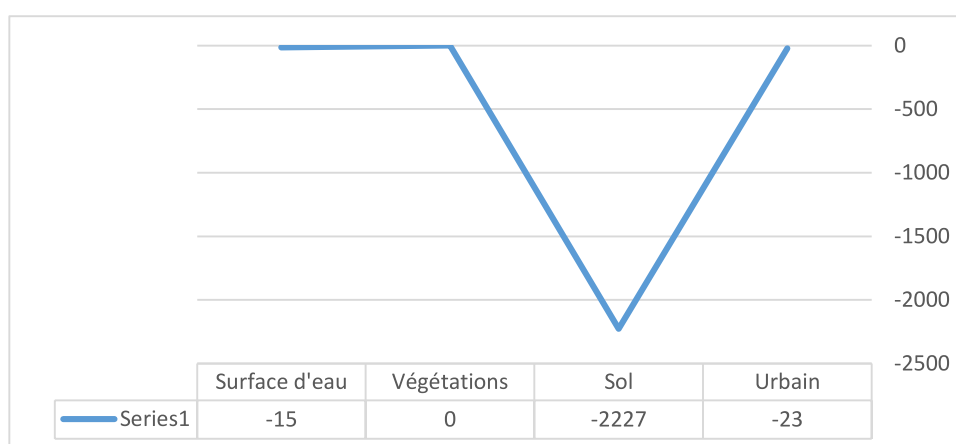


Figure 3.35: Contributions au changement net de la végétation graphiquement

A travers les courbes précédentes, nous concluons que le couvert végétal est témoin d'une détérioration dans la région et que cette détérioration a des impacts sociaux et environnementaux sur la région.

Les précipitations ont également un effet indirect sur les impacts sociaux et environnementaux, car elles sont étroitement liées au couvert végétal, où le pourcentage des précipitations contrôle le couvert végétal.

Rapporte de LCM (Land change modler) Les sources (terrset)

Chapiter3

Conclusion:

Nous avons réalisé ce chapitre en dessinant une carte de l'évaporation à l'aide du modèle de bilan hydrique. De nombreuses cartes et leurs interrelations ont été présentés pour connaître les principaux facteurs qui contrôlent l'évaporation.

La première: le bassin peut être divisé en deux parties: la première est sèche et dépourvue de végétation, et la seconde est qu'elle a un couvert végétal sec.

Deuxièmement: l'importance du couvert végétal pour protéger le sol et augmenter la capacité de soulever la couche avec de l'eau afin que le contenu racinaire soit bon et que la transpiration soit à son maximum.

Troisièmement, nous observons le manque de précipitations dans la végétation basse qui est affectée par le stress hydrique en raison de sa dépendance à l'humidité.

Quatrièmement, l'élévation de la température affecte les précipitations, et de cette évaporation, où une augmentation de la hauteur diminue la température et une augmentation des précipitations, les deux facteurs directs d'évaporation.

Cinquièmement, l'image de l'utilisation des terres montre l'activité humaine et pastorale qui a un impact direct sur le sol et la couverture végétale.

Sixième en profits et pertes Le bassin a perdu de la population, des plans d'eau et de la végétation en raison de la confusion urbaine avec la terre nue.

Enfin, on peut souligner que l'imagerie satellitaire est en effet un outil utile pour suivre l'état de la végétation et du climat en général et pour estimer l'évaporation.

CONCLUSION GENERALE

L'objectif principal de ce travail est de cerner l'évapotranspiration dans le BV de la Brezina. L'approche climatique, avec des données multi-sources : terraclimat pour les données météorologiques, des images satellites et des données cartographiques (arcgis) et statistiques. Nous avons montré dans quelle mesure des modèles issus de l'interaction sol-plante-atmosphère et la télédétection spatiale peuvent être combinés pour accéder à une présentation spatiale et dynamique de l'évapotranspiration à une échelle régionale. Ceci permet de voir aussi, à quel point on peut considérer cette région comme une unité à singularité climatique, ou bien une unité qui présente des diversités. Deux volets sont à retenir pour cette étude :

Plusieurs cartes ont été éditées et des corrélations ont été établies entre elles pour connaître l'évaporation dans la région. Notre objectif était de tester l'importance de la télédétection dans l'espace et le système d'information géographique pour déterminer l'évaporation dans la région. En fait, à travers les corrélations entre les cartes, les résultats ont montré qu'il existe plusieurs facteurs qui contrôlent l'évaporation, dont les plus importants sont les précipitations, la température de surface et de l'air, et chaque facteur arrangé par plusieurs facteurs tels que la température est lié aux altitudes et à la pression atmosphérique, et par exemple, la végétation est également liée au pourcentage de précipitations, exprimé par chacun avec une carte et la courbe de corrélation.

Ce travail répond à l'objectif de mieux comprendre les transferts d'eau et d'énergie dans le système sol-végétation-atmosphère, à l'échelle d'un bassin versant de couvert hétérogène. en particulier, avec l'intégration des paramètres bien déterminés. Ainsi, la carte de l'occupation du sol permet de spatialiser les besoins en eau de la végétation et de présenter en détail la réalité du terrain. L'humidité du sol permet de déterminer la taille des réserves utiles des sols disponibles pour les plantes et, par la suite, cerner au mieux le stress hydrique de l'espèce végétale. Quant au Modèle Numérique du Terrain, il permet de suivre l'effet du relief sur l'évapotranspiration et de déterminer le gradient altitudinal.

Les niveaux moyens de l'ETR dans le BV de la Brezina sont élevés mais ils sont aussi très variables dans le temps comme dans l'espace. Ces variations temporelles sont dues à plusieurs paramètres. Le maximum d'été est tributaire des températures élevées, une durée d'insolation importante et des records de rayonnement global. Le minimum de l'hiver est lié aux fréquences de type de temps perturbés sur la région. Par contre, la variation spatiale de l'ETR est rapportée à l'effet d'une topographie accidentée et à l'effet de la latitude. Quant à l'évolution temporelle, elle est guidée par le cycle de développement végétal. Les quantités de l'ETR témoignent que la végétation dans le BV de la Brezina est soumise à une demande évaporative prononcée, surtout en été. L'allure générale de l'ETR s'explique, en plus des facteurs climatiques, par le statut de la réserve utile. En effet, cette réserve n'est disponible, pratiquement, qu'en hiver au-delà la quantité d'eau disponible pour la végétation diminue progressivement jusqu'à l'épuisement presque total en été. Nous avons observé une grande variation spatiale des niveaux de l'ETR selon la topographie, grâce à l'intégration du MNT. Ces niveaux augmentent avec l'altitude, traduisant donc, un gradient altitudinal qui se diffère d'un secteur à un autre. En effet, ce gradient est plus prononcé sur les versants.

Nous avons vu que les données issues de LANDSAT permettent le suivi des variations annuelles du bilan hydrologique. Ainsi, nous avons pu conclure que les observations satellitaires véhiculent de riches informations. C'est à partir de ce constat que nous avons mené notre étude portant sur une interrogation simple et primordiale " Comment ce potentiel d'information peut-il être utilisé." ?

L'approche de ce travail est basée sur le couplage télédétection-SIG. Ce couplage est réalisé en appliquant le modèle bilan hydrique. Ce modèle nous a aidés avec des données satellitaires pour estimer l'évaporation dans la région.

BIBLIOGRAPHIQUES

- Abrishamkar, M., & Ahmadi, A. (2017). Evapotranspiration estimation using remote sensing technology based on SEBAL algorithm. *Iranian Journal of Science and Technology, Transactions of Civil Engineering*, 41(1), 65-76.
- Abrishamkar, M., & Ahmadi, A. (2017). Evapotranspiration estimation using remote sensing technology based on SEBAL algorithm. *Iranian Journal of Science and Technology, Transactions of Civil Engineering*, 41(1), 65-76.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Howell, T. A., & Jensen, M. E. (2011). Evapotranspiration information reporting: II. Recommended documentation. *Agricultural Water Management*, 98(6), 921-929.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *Fao, Rome*, 300(9), D05109.
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration: FAO Irrigation and drainage paper 56. *FAO, Rome, Italy*, 20.
- ANRH Agence Nationale des Ressources Hydrauliques.
- Aussenac, G., & Boulangeat, C. (1980). Interception des précipitations et évapotranspiration réelle dans des peuplements de feuillu (*Fagus silvatica* L.) et de résineux (*Pseudotsuga menziesii* (Mirb) Franco). In *Annales des Sciences forestieres* (Vol. 37, No. 2, pp. 91-107). EDP Sciences.
- Bargaoui, Z., & Houcine, A. (2010). Sensitivity to calibration data of simulated soil moisture-related drought indices. *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 21(4), 294-300.
- Bargaoui, Z., & Houcine, A. (2011). Calibration of an evapotranspiration model using runoff records and regional evapotranspiration. *Hydro-climatology: Variability and change IAHS Pub*, 344, 21-26.
- Bergström, S. (1976). *Development and application of a conceptual runoff model for Scandinavian catchments*.
- Betson, R. P. (1964). What is watershed runoff?. *Journal of Geophysical research*, 69(8), 1541-1552.
- Bhattarai, R. P., Ojha, B. R., Thapa, D. B., Kharel, R., Ojha, A., & Sapkota, M. (2017). Evaluation of elite spring wheat (*Triticum aestivum* L.) genotypes for yield and yield attributing traits under irrigated condition. *International Journal of Applied Sciences and Biotechnology*, 5(2), 194-202.
- Bhattarai, R. P., Ojha, B. R., Thapa, D. B., Kharel, R., Ojha, A., & Sapkota, M. (2017). Evaluation of elite spring wheat (*Triticum aestivum* L.) genotypes for yield and yield attributing traits under irrigated condition. *International Journal of Applied Sciences and Biotechnology*, 5(2), 194-202.
- Boyle, D. P., Gupta, H. V., & Sorooshian, S. (2000). Toward improved calibration of hydrologic models: Combining the strengths of manual and automatic methods. *Water Resources Research*, 36(12), 3663-3674.
- Braud, I., Dantas-Antonino, A. C., Vauclin, M., Thony, J. L., & Ruelle, P. (1995). A simple soil-plant-atmosphere transfer model (SiSPAT) development and field verification. *Journal of hydrology*, 166(3-4), 213-250.
- BSUEN-CHUN, Y. I. N. (1988). A composite method for estimating annual actual evapotranspiration. *Hydrological sciences journal*, 33(4), 345-356.
- Carlson, T. N., & Ripley, D. A. (1997). On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area index. *Remote sensing of Environment*, 62(3), 241-252.

- Coops, H., Geilen, N., & van der Velde, G. (1999). Helophyte zonation in two regulated estuarine areas in the Netherlands: Vegetation analysis and relationships with hydrological factors. *Estuaries*, 22(3), 657-668.
- Cosby, B. J., Hornberger, G. M., Clapp, R. B., & Ginn, T. (1984). A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water resources research*, 20(6), 682-690.
- Dickinson, W. T., & Whiteley, H. (1970). Watershed areas contributing to runoff. *IAHS publ*, 96, 12-26.
- Dictionnaire du climat. Par Gérard Beltrando et Laure Chémery. Larousse, Paris, 1995, 344p.
- Dunne, T., & Black, R. D. (1970). Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water resources research*, 6(5), 1296-1311.
- Dunn, S. M. (1999). Imposing constraints on parameter values of a conceptual hydrological model using baseflow response.
- EL GAROUANI, A. (1995). Estimation et cartographie de l'évapotranspiration réelle par télédétection et systèmes d'informations géographique: contribution à l'étude hydrogéologique (150p) de la basse vallée de la Medjerda (Doctoral dissertation, Thèse de doctorat, option hydrogéologie et télédétection, Faculté des Sciences Mathématiques Physiques et Naturelles de Tunis).
- Gillespie, A., Rokugawa, S., Matsunaga, T., Cothorn, J. S., Hook, S., & Kahle, A. B. (1998). A temperature and emissivity separation algorithm for Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) images. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 36(4), 1113-1126.
- Guswa, A. J., Celia, M. A., & Rodriguez-Iturbe, I. (2002). Models of soil moisture dynamics in ecohydrology: A comparative study. *Water Resources Research*, 38(9), 5-1.
- Guy, B. T., Dickinson, W. T., & Rudra, R. P. (1987). The roles of rainfall and runoff in the sediment transport capacity of interrill flow. *Transactions of the ASAE*, 30(5), 1378-1386.
- Hamimed, A., Zaagane, M., OUALID, A., Teffahi, M., & BAKHTIAR, D. (2017). Monitoring daily actual evapotranspiration and surface water status over an agricultural area in western algeria using remote sensing data. *LARHYSS Journal P-ISSN 1112-3680/E-ISSN 2521-9782*, (29), 45-59.
- Hargreaves, G. H., & Samani, Z. A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied engineering in agriculture*, 1(2), 96-99.
- Itier, B., & Brunet, Y. (1996, November). Recent developments and present trends in evaporation research: a partial survey. In *International Conference*. ASAE.
- Jackson, R. D., Slater, P. N., & Pinter Jr, P. J. (1983). Discrimination of growth and water stress in wheat by various vegetation indices through clear and turbid atmospheres. *Remote sensing of environment*, 13(3), 187-208.
- Jacob, D. J., Logan, J. A., & Murti, P. P. (1999). Effect of rising Asian emissions on surface ozone in the United States. *Geophysical Research Letters*, 26(14), 2175-2178.
- Jiménez-Bello, M. Á., Castel, J. R., Testi, L., & Intrigliolo, D. S. (2015). Assessment of a remote sensing energy balance methodology (SEBAL) using different interpolation methods to determine evapotranspiration in a citrus orchard. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 8(4), 1465-1477.
- Jiménez-Muñoz, J. C., Sobrino, J. A., Skoković, D., Mattar, C., & Cristóbal, J. (2014). Land surface temperature retrieval methods from Landsat-8 thermal infrared sensor data. *IEEE Geoscience and remote sensing letters*, 11(10), 1840-1843.
- Jin, M., Li, J., Wang, C., & Shang, R. (2015). A practical split-window algorithm for retrieving land surface temperature from Landsat-8 data and a case study of an urban area in

China. *Remote sensing*, 7(4), 4371-4390.

Kalma, J. D., & Boulet, G. (1998). Measurement and prediction of soil moisture in a medium-sized catchment. *Hydrological sciences journal*, 43(4), 597-610.

Kobayashi, T. E. T. S. U. O., Matsuda, S., Nagai, H., & Tesima, J. (2001). A bucket with a bottom hole (BBH) model of soil hydrology. *IAHS PUBLICATION*, 41-46.

Lamb, R., Beven, K., & Myrabø, S. (1998). Use of spatially distributed water table observations to constrain uncertainty in a rainfall-runoff model. *Advances in water resources*, 22(4), 305-317.

Lamsanni, A. (2000). Suivi de la désertification au Maroc à partir d'images AVHRR de NOAA, Télédétection en Francophonie: analyse critique et perspectives, Ed. , 171-176.

Landsat 8 le Satellites

laney, H. F., & Criddle, W. D. (1950). *Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data*, USDA Conservation Service. SCS-TP-96, Washington, DC

Liang, S. 2000. "Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I algorithms." *Remote Sensing of Environment* 76, 213-238.

Lindström, G., Johansson, B., Persson, M., Gardelin, M., & Bergström, S. (1997). Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. *Journal of hydrology*, 201(1-4), 272-288.

Lu, X., Zhang, L., Wu, T., Long, M. S., Wang, J., Jacob, D. J., ... & Zhu, L. (2020). Development of the global atmospheric chemistry general circulation model BCC-GEOS-Chem v1. 0: model description and evaluation. *Geoscientific Model Development*, 13(9), 3817-3838.

Makhlouf, Z., & Michel, C. (1994). A two-parameter monthly water balance model for French watersheds. *Journal of Hydrology*, 162(3-4), 299-318.

Makkink, G. F. (1957). Ekzamen de la formula de Penman. *Neth. J. Agric. Sci*, 5, 290-305.

Milly, P. C. D. (1994). Climate, soil water storage, and the average annual water balance. *Water Resources Research*, 30(7), 2143-2156.

Modèle numérique de terrain (MNT ; en anglais : *Digital Elevation Model* ou *DEM*).

Ngai, E. W., Xiu, L., & Chau, D. C. (2009). Application of data mining techniques in customer relationship management: A literature review and classification. *Expert systems with applications*, 36(2), 2592-2602.

Noin, D., & Clarke, J. I. (1998). Population and environment in arid regions of the world. *MAN AND THE BIOSPHERE SERIES*, 19, 1-20.

Oudin, L. (2004). *Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global* (Doctoral dissertation)

Ouhamdouch, S., & Bahir, M. (2017). Climate change impact on future rainfall and temperature in semi-arid areas (Essaouira Basin, Morocco). *Environmental Processes*, 4(4), 975-990.

Ouhamdouch, S., & Bahir, M. (2017). Climate change impact on future rainfall and temperature in semi-arid areas (Essaouira Basin, Morocco). *Environmental Processes*, 4(4), 975-990.

Paiva, R. C., Collischonn, W., & Buarque, D. C. (2013). Validation of a full hydrodynamic model for large-scale hydrologic modelling in the Amazon. *Hydrological Processes*, 27(3), 333-346.

Penman, H. L. (1956). Estimating evaporation. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 37(1), 43-50.

Penman, H. L. (1948). Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 193(1032), 120-145.

- Perrin, C., Michel, C., & Andréassian, V. (2003). Improvement of a parsimonious model for streamflow simulation. *Journal of hydrology*, 279(1-4), 275-289.
- Purevdorj, T. S., Tateishi, R., Ishiyama, T., & Honda, Y. (1998). Relationships between percent vegetation cover and vegetation indices. *International journal of remote sensing*, 19(18), 3519-3535.
- Priestley, C. H. B., & Taylor, R. J. (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monthly weather review*, 100(2), 81-92.
- Qiao, T., Ren, J., Wang, Z., Zabalza, J., Sun, M., Zhao, H., ... & Marshall, S. (2016). Effective denoising and classification of hyperspectral images using curvelet transform and singular spectrum analysis. *IEEE transactions on geoscience and remote sensing*, 55(1), 119-133.
- Rana, G., & Katerji, N. (2000). Measurement and estimation of actual evapotranspiration in the field under Mediterranean climate: a review. *European Journal of agronomy*, 13(2-3), 125-153.
- Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., & Saxton, K. E. (1982). Estimation of soil water properties. *Transactions of the ASAE*, 25(5), 1316-1320.
- Richards, E. H., & Norman, A. G. (1931). The biological decomposition of plant materials: Some factors determining the quantity of nitrogen immobilised during decomposition. *Biochemical Journal*, 25(5), 1769-1778.
- Rouse Jr, J. W. (1974). Monitoring the vernal advancement and retrogradation (green wave effect) of natural vegetation. Type III, 371 pp, NASA/GSFC, Greenbelt MD.
- Sandholt, I., Rasmussen, K., & Andersen, J. (2002). A simple interpretation of the surface temperature/vegetation index space for assessment of surface moisture status. *Remote Sensing of environment*, 79(2-3), 213-224.
- Saxton, K. E., Rawls, W., Romberger, J. S., & Papendick, R. I. (1986). Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil science society of America Journal*, 50(4), 1031-1036.
- Seibert, J. (2000). Multi-criteria calibration of a conceptual runoff model using a genetic algorithm.
- Sevruk, B., & Miegilitz, K. (2002). The effect of topography, season and weather situation on daily precipitation gradients in 60 Swiss valleys. *Water science and technology*, 45(2), 41-48.
- Simonneaux, V., Le Page, M., Helson, D., Metral, J., Thomas, S., Duchemin, B., ... & Chehbouni, A. (2009). Estimation spatialisée de l'Evapotranspiration des cultures irriguées par télédétection. Application à la gestion de l'Irrigation dans la plaine du Haouz (Marrakech, Maroc). *Science et changements planétaires/Sécheresse*, 20(1), 123-130.
- Smith, R.B. 2010. "The heat budget of the earth's surface deduced from space" available on http://www.yale.edu/ceo/Documentation/ceo_faq.html.
- Sobrino, J. A., & Raissouni, N. (2000). Toward remote sensing methods for land cover dynamic monitoring: Application to Morocco. *International journal of remote sensing*, 21(2), 353-366.
- Souidi, Z., Hamimed, A., Donze, F., Seddini, A., & Mederal, K. (2010). Estimation de l'évapotranspiration d'un couvert forestier en Algérie par télédétection. *Revue Télédétection*, 9(3-4), 164-181.
- Taha, H. (1997). Urban climates and heat islands: albedo, evapotranspiration, and anthropogenic heat. *Energy and buildings*, 25(2), 99-103.
- Teixeira, F. K., & Colot, V. (2009). Gene body DNA methylation in plants: a means to an end or an end to a means?. *The EMBO journal*, 28(8), 997-998.
- TerraClimate GEE is a dataset of monthly climate and climatic water balance for global terrestrial surfaces.

TerrSet (formerly IDRISI) is an integrated geographic information system (GIS) and remote sensing software.

The Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) is an international research effort that obtained digital elevation models on a near-global.

Thornthwaite, C. W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical review*, 38(1), 55-94.,

Traore, F. (2007). *Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration réelle à l'échelle du bassin versant du Kou au Burkina Faso* (Doctoral dissertation, Université de Liège, Arlon, Belgique) mémoire de DEA, Belgique, 12p.

Tsé, B. T. D. (1999). Mesure de l'évapotranspiration réelle et des coefficients culturaux dans la culture de la pomme de terre à l'aide de lysimètre drainant. *Mémoire de maîtrise*, Canada, 105p

Turc, L. (1961). Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. *Ann. Agron.*, 12, 13-49.

Valor, E., & Caselles, V. (1996). Mapping land surface emissivity from NDVI: Application to European, African, and South American areas. *Remote sensing of Environment*, 57(3), 167-184.

Van de Griend, A. A., & OWE, M. (1993). On the relationship between thermal emissivity and the normalized difference vegetation index for natural surfaces. *International Journal of remote sensing*, 14(6), 1119-1131.

Vrugt, J. A., Schoups, G., Hopmans, J. W., Young, C., Wallender, W. W., Harter, T., & Bouten, W. (2004). Inverse modeling of large-scale spatially distributed vadose zone properties using global optimization. *Water Resources Research*, 40(6).

Wagener, T. (2003). Evaluation of catchment models. *Hydrological processes*, 17(16), 3375-3378.

Wagener, T., Sivapalan, M., Troch, P., & Woods, R. (2007). Catchment classification and hydrologic similarity. *Geography compass*, 1(4), 901-931.

Wagener, T. (2003). Evaluation of catchment models. *Hydrological processes*, 17(16), 3375-3378.

Wagle, P., & Gowda, P. H. (2019). Editorial for the Special Issue "Remote Sensing of Evapotranspiration (ET)".

Zhan, Ch.-S., Xia, J., Chen, Z., Zuo, Q.-T. (2008) An integrated hydrological and meteorological approach for the simulation of terrestrial evapotranspiration. *Hydrological Sciences Journal*.

Zitouna-Chebbi, R., Prévot, L., Chakhar, A., Marniche-Ben Abdallah, M., & Jacob, F. (2018). Observing actual evapotranspiration from flux tower eddy covariance measurements within a hilly watershed: Case study of the Kamech site, Cap Bon Peninsula, Tunisia. *Atmosphere*, 9(2), 68.