

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE

المدرسة الوطنية العليا لزراعة الحراش - الجزائر العاصمة

ECOLE NATIONALE SUPERIEURE AGRONOMIQUE EL-HARRACH –ALGER



Thèse

En Vue De L'obtention Du Diplôme De Doctorat En Sciences Agronomiques

Département: Génie Rural

THEME

***Modélisation de la nappe quaternaire de Biskra -
Estimation de la recharge et de la décharge***

Présenté par : M.KHOMRI Zine-Eddine

Soutenu le : 09/05/2023

Membres du Jury :

Président : Mr. SEMAR Ahcène

Professeur, ENSA Alger

Promoteur: Mr. CHABACA Mohamed Nacer

Professeur, ENSA Alger

Examineurs :

Mr. HARTANI Tarik

Professeur, CU. Tipaza

Mr. SAKAA Bachir

Directeur de recherche, CRSTRA. Biskra

Résumé

La région de Ziban a connu une augmentation des superficies irriguées par rapport aux années précédentes, ce qui est dû à l'augmentation de la demande en eau, qui a entraîné un déficit en eau dans toute la wilaya. A cet effet, la gestion intégrée et rationnelle des ressources en eau est devenue un outil indispensable, afin d'assurer un développement durable. Il existe plusieurs méthodes d'évaluation du bilan hydrique. Parmi celles-ci, le modèle WetSpass, qui a la capacité de simuler les recharges-décharges distribuées dans l'espace, le ruissellement de surface et l'évapotranspiration saisonnière. L'analyse des résultats de la simulation a montré que WetSpass fonctionne bien dans notre zone d'étude. Les moyennes mensuelles des précipitations de deux périodes humide et sèche sont respectivement de 9,55 mm et 8,22 mm réparties comme suit : 0,35 mm (3,66 %) de ruissellement de surface pour humide et 0,39 mm (4,77%) pour la période sèche, 2,36 mm (24,71%) d'évapotranspiration réelle pour humide et 4,74 mm (57,66 %) pour la période sèche, et 0,36 mm (3,77 %) de recharge pour humide et 0,01 mm (0,13%) pour la période sèche. Le reste c'est l'interception marquée de 6,48 mm (67,85%) pour la période humide et 3,08 mm (37,46%) pour la période sèche. Cette recharge correspond à 1,09 hm³ pour la période humide et 0,03 hm³ pour la période sèche. Les zones de décharge sont définies comme des zones où la recharge des eaux souterraines est nulle ou négative. L'étalonnage des résultats obtenus est une comparaison des niveaux statiques observés et simulés. Pour cela, une comparaison a été faite entre le niveau statique observé et les valeurs simulées obtenues par le modèle MODFLOW. La comparaison entre les niveaux d'eau souterraine simulés et observés a montré un bon accord car le R² et la RMSE sont égaux à 0,88 et 1,59 mm pendant la saison d'hiver, et 0,95 et 1,59 mm pendant la saison sèche, respectivement.

Pour la validation de notre carte de recharge, nous avons utilisé la présence de Nitrate dans la carte de l'indice de sensibilité. La comparaison entre les concentrations moyennes de NO₃⁻ et les valeurs GR dans chaque région de recharge est évidente. Ce qui montre une tendance régulière à la hausse observée pour les indices moyens de nitrate et de recharge avec un fort coefficient de corrélation linéaire (R) égal à 0,80. Les résultats de cette recherche peuvent servir d'indicateur préliminaire pour analyser et faire le point sur la distribution de l'eau afin de réfléchir à des stratégies efficaces et appropriées pour la gestion durable des ressources en eau dans les régions arides.

Mots-clés: Recharge; Décharge; Wetspass; Eau souterraine; Modflow; ArcGis; Quaternaire; Carte de SI; Biskra

Abstract

The Ziban region has experienced an increase in irrigated areas compared to previous years, which is due to the increased demand for water, which has led to a water deficit throughout the wilaya. To this end, the integrated and rational management of water resources has become an essential tool to ensure sustainable development. There are several methods for assessing the water balance. Among them, the WetSpa model, which has the capacity to simulate spatially distributed recharge-discharge, surface runoff and seasonal evapotranspiration? Analysis of the simulation results showed that WetSpa works well in our study area, The monthly average rainfall for two periods wet and dry are 9.55 mm and 8.22 mm respectively distributed as follows: 0.35 mm (3.66%) surface runoff for wet and 0.39 mm (4.77%) for dry period, 2.36 mm (24.71%) actual evapotranspiration for wet and 4.74 mm (57.66%) for dry period. and 0.36 mm (3.77%) of recharge for wet and 0.01 mm (0.13%) for dry period. The rest is the interception marked in 6.48 mm (67.85%) for the wet period and 3.08 mm (37.46%) for the dry period. This recharges corresponding to 1.09 hm³ for the wet period and 0.03 hm³ for the dry period. The discharge areas are defined as areas where the groundwater recharge is zero or negative. The calibration of the obtained results is a comparison of the observed and simulated static levels. For this, a comparison was made between the observed static level and the simulated values obtained by the MODFLOW model. The comparison between simulated and observed groundwater levels showed good agreement when R² and RMSE are equal to 0.88 and 1.59 mm during the winter season, and 0.95 and 1.59 mm during the dry season, respectively.

For the validation of our recharge map, we used the presence of Nitrate in the sensitivity index map as a means of validation. The comparison between the average NO₃⁻ concentrations and GR values in each recharge region is evident. This shows a steady upward trend observed for the average nitrate and recharge indices with a strong linear correlation coefficient (R) equal to 0.80. The results of this research can be used as a preliminary indicator to analyze and take stock of water distribution in order to think about effective and appropriate strategies for sustainable water resources management in arid regions.

Keywords: *Recharge; Discharge; Wetspass; Groundwater; Modflow; ArcGis; Quaternary; SI map; Biskra*

المخلص

شهدت منطقة زيبان زيادة في المساحات المروية مقارنة بالسنوات السابقة ، ويرجع ذلك إلى زيادة الطلب على المياه، مما أدى إلى عجز مائي في جميع أنحاء الولاية . وتحقيق ال هذه الغاية ، أصبحت الإدارة المتكاملة والعقلانية لموارد المياه أداة لاغنى عنها لضمان التنمية المستدامة. هناك عدة طرق لتقييم توازن الماء. ومن بين هذه النماذج نموذج WetSpss، الذي يتمتع بالقدرة على محاكاة إعادة الشحن والتفريغ الموزعة مكانيًا، والجريان السطحي ، و التبخر والنتح الموسمي.

أظهر تحليل نتائج المحاكاة أن WetSpss يعمل بشكل جيد في منطقة دراستنا ، متوسط هطول الأمطار الشهري لفترتي رطب وجاف على التوالي 9.55 ملم و 8.22 ملم موزعة على النحو التالي : 0.35 ملم (3.66%) الجريان السطحي للرطب و 0.39 ملم (4.77% في فترة الجفاف، 2.36 ملم (24.71%) التبخر الفعلي للرطوبة و 4.74 ملم (57.66%) لفترة الجفاف. و 0.36 ملم (3.77%) لإعادة الشحن الرطب و 0.01 ملم (0.13%) لفترة الجفاف. والباقي 6.48 ملم (67.85%) للفترة الرطبة و 3.08 ملم (37.46%) لفترة الجفاف، و توازي إعادة الشحن 1.09 سم مكعب للفترة الرطبة و 0.03 سم مكعب لفترة الجفاف. يتم تعريف مناطق الصرف على أنها المناطق التي تكون فيها إعادة تغذية المياه الجوفية صفرية أو سالبة. معايرة النتائج التي تم الحصول عليها هي مقارنة بين المستويات الساكنة المرصودة و المحاكاة. لهذا ، تم إجراء مقارنة بين المستوى الثابت المرصود والقيم المحاكاة التي تم الحصول عليها بواسطة نموذج MODFLOW. أظهرت المقارنة بين مستويات المياه الجوفية المحاكاة والملاحظة توافقًا جيدًا عندما تساوي R^2 و 0.88 RMSE و 1.59 ملم خلال فصل الشتاء ، و 0.95 و 1.59 ملم خلال موسم الجفاف ، على التوالي. للتحقق من خريطة التغذية الخاصة بنا، استخدمنا وجود النترات في خريطة مؤشر الحساسية كوسيلة للتحقق ، والتي تقدم نهجًا يعتمد على اقتران نموذج Wetspass ومؤشر الحساسية (SI) لتقييم قابلية تأثر المياه الجوفية. إن المقارنة بين متوسط تركيزات NO_3^- وقيم GR في كل منطقة إعادة شحن واضح. يُظهر هذا اتجاهًا تصاعديًا منتظمًا لوحظ لمتوسط مؤشرات النترات وإعادة الشحن مع معامل ارتباط خطي قوي (R) يساوي 0.80 . يمكن أن تكون نتائج هذا البحث بمثابة مؤشر أولي لتحليل و مراجعة مسار توزيع المياه وتطوير استراتيجيات تدخل فعالة ومناسبة للإدارة المستدامة لموارد المياه في الأراضي القاحلة والجافة والصحراء.

الكلمات الرئيسية: إعادة شحن؛ مياه جوفية ; Wetspass ; مودفلو ; ArcGis ; بسكرة

Remerciements

Il me sera très difficile de remercier tout le monde car c'est grâce à l'aide de nombreuses personnes que j'ai pu mener cette thèse à son terme.

Je voudrais tout d'abord remercier grandement mon directeur de thèse, CHABACA Mohamed Naçer, pour toute son aide.

Je suis ravi d'avoir travaillé en sa compagnie car outre son appui scientifique, il a toujours été là pour me soutenir et me conseiller au cours de l'élaboration de cette thèse.

Je tiens à remercier Mr. SEMAR Ahcène pour avoir accepté de participer à mon jury de thèse et pour sa participation scientifique ainsi que le temps qu'il a consacré à ma recherche.

Je tiens à remercier Mr. HARTANI Tarik pour avoir accepté de participer à mon jury de thèse et pour sa participation scientifique ainsi que le temps qu'il a consacré à ma recherche.

Je tiens à remercier Mr. SAKAA Bachir pour avoir accepté de participer à mon jury de thèse et pour sa participation scientifique ainsi que le temps qu'il a consacré à ma recherche.

Il m'est impossible d'oublier Dr Boudibi Samir pour son aide inestimable dans mes recherches bibliographiques. Il a toujours fait tout son possible pour m'aider.

Je remercie toutes les personnes avec qui j'ai partagé mes études et notamment ces années de thèse.

Mes derniers remerciements vont à Mon père qui a tout fait pour m'aider, qui m'a soutenu et surtout supporté dans tout ce que j'ai entrepris.

TABLE DES MATIERES

Résumé	
Abstract	
الملخص	
Liste des figures	i
Liste des Tableaux	iii
Liste des Abréviations	iv
I- Introduction générale.....	1
<i>Première Partie : Etat de l'art et Présentation générale de la zone d'étude</i>	
<i>Chapitre Premier : Etat de l'art</i>	
1- Etat de l'art.....	7
1.1- Recharge des nappes	7
1.1.1- Recharge directe par précipitations.....	8
1.1.2- Echange rivière-nappe	8
1.1.3- Recharge localisée	9
1.2- Méthodes existantes :.....	10
1.2.1- Méthodes de Mesures Niveau du Sol	11
1.2.2-Méthodes de mesure au niveau de la nappe.....	13
1.2.3-Modélisation hydrogéologique.....	15
1.3- Recharge et modélisation.....	19
1.3.1- Le modèle EPICgrid.....	19
1.3.2- Le modèle WetSpas.....	20

Chapitre Deuxième : Présentation générale de la zone d'étude

2-	Présentation de la région.....	22
2.1-	Contexte géographique.....	22
2.2-	Le réseau hydrographique.....	23
2.3-	Pédologie.....	25
2.4-	Aspect socio-économique.....	26
2.4.1-	Contexte Agricole.....	26
2.4.2-	Contexte Industriel.....	26
2.4.3-	Le tourisme.....	27
2.5-	Contexte climatique.....	27
2.5.1-	Précipitations.....	27
2.5.2-	Température.....	28
2.5.3-	L'ensoleillement.....	28
2.5.4-	Le vent.....	28
2.6-	Contexte géologique.....	29
2.6.1-	Description litho-stratigraphique.....	30
a-	Cénozoïque : Quaternaire et Tertiaire (Pliocène, Miocène, Eocène)	30
b-	Mesozoïque :	
•	Crétacé Supérieur (Maestrichtien, Campanien, Santonien Coniacien, Turonien) et Cénomanién.....	31
•	Crétacé Inférieur (Albien, Aptien et Barrémien)	32
2.7-	Contexte hydrogéologique.....	33
2.7.1-	Nappe phréatique	35
2.7.2-	Nappe des sables du mio-pliocène.....	36
2.7.3-	Nappe des calcaires.....	38
2.7.4-	Nappe des calcaires du turonien (ct).....	40
2.7.5-	Nappe du Continental Intercalaire (CI)	40
2.7.6-	Nombre de points d'eau.....	41

Deuxième Partie : Méthodologie

Chapitre Troisième : Méthodologie

1- Introduction.....	45
2- Description de la zone d'étude.....	45
3- Méthodologie globale de la recherche.....	47
3.1- Modèle WetSpass.....	52
3.1.1- Bilan hydrique par cellule.....	52
3.1.2- Estimation de la recharge.....	52
3.1.3- Données d'entrée et de sortie du modèle.....	56
3.1.4- Données et logiciels utilisés.....	57
3.1.5- Tables de préparation / consultation des tables de paramètres.....	61
3.1.6- Logiciels utilisés.....	63
3.2- Validation du modèle.....	64
3.2.1- Corrélation de Pearson.....	64
3.2.2- Modèle MODFLOW.....	64
3.2.3- Carte de l'indice de susceptibilité (SI).....	67

Troisième Partie: Résultats Et Discussion

Chapitre Quatrième : Modèle WetSpass

1- Données spatiales pour l'entrée de modèle.....	71
1.1- Carte des sols	71
1.2- Carte d'altimétrie	72
1.3- Pente.....	72
1.4- Classification de l'utilisation des terres.....	74
2- Données climatiques pour l'entrée du modèle.....	76
2.1- Précipitation	76
2.2- Température	79
2.3- Évapotranspiration	80
2.4- Vitesse du vent.....	82
2.5- Profondeur des eaux souterraines.....	83
3- Données sorties de modèle.....	85
3.1- Composantes du bilan hydrique	85

3.1.1-	Ruissellement.....	85
3.1.2-	Évapotranspiration.....	87
3.1.3-	Recharge	87
4-	Influence de l'occupation sol sur les composantes du bilan hydrique	92
5-	Influence de la texture du sol sur les composantes du bilan hydrique	95
6-	L'évaluation et calibration du modèle.....	96

Chapitre Cinquième : Indice de sensibilité

I-	Carte du SI.....	99
1	Paramètres d'entrée	99
1-1	Recharge de l'aquifère	99
1-2	Utilisation des terres/couverture des terres	100
1-3	Profondeur de l'eau	100
1-4	Milieu aquifère	101
1-5	Pente.....	102
2.	Carte SI modifiée.....	103
3.	Validation de la carte SI	104
	Conclusion générale et perspectives.....	112
	Références bibliographiques.....	117

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Différents mécanismes de recharge des nappes souterraines (de Vries & Simmers, 2002).....	8
Figure 2. Etape de la modélisation hydrogéologique (Dassargues, 2011).....	18
Figure 3. Situation géographique et découpage de la wilaya de Biskra (Algérie).....	22
Figure 4. Carte de milieu physique de la wilaya de Biskra (A.N.A.T., 2013).....	23
Figure 5. Carte du réseau hydrographique de la wilaya de Biskra.....	24
Figure 6. Carte des sols de la région d'étude (Extrait de la carte des sols d'Algérie, 1938).....	26
Figure 7. Précipitations moyennes mensuelles (mm) enregistrées dans la région de Biskra durant la période 2008-2018.....	27
Figure 8. Histogramme des vitesses du vent (période 2009 – 2018) (Station météorologique de l'aéroport de Biskra).....	29
Figure 9. Carte géologique de la wilaya de Biskra	30
Figure 10. Carte des nappes exploitées dans la wilaya de Biskra (ANRH, 2008).....	33
Figure 11. Présentation du volume soutiré par nappe (ANRH, 2011).....	34
Figure 12. Carte des points d'eau captant la nappe phréatique.....	35
Figure 13. Carte piézométrique de la nappe du quaternaire de Biskra (ANRH, 1980).....	36
Figure 14 : Carte de la nappe du Mio-Pliocène (ANRH, 2009).....	37
Figure 15. Carte piézométrique de la nappe du Mio-Pliocène (ABHS, 2012).....	38
Figure 16. Carte de la nappe des calcaires d'après l'ANRH (2009).....	39
Figure 17. Carte piézométrique de la nappe des calcaires (ABHS, 2012).....	40
Figure 18. Carte des ressources en eau souterraine (Continental Intercalaire et Complexe Terminal) ERESS (1972).....	41
Figure 19. Carte d'implantation des points d'eau de la wilaya de Biskra (inventaire ABHS, 2015)....	42
Figure 20. Localité des Coupes hydrogéologiques schématiques (Extrait de la carte hydrogéologique, 1979).....	42
Figure 21. Coupe hydrogéologique schématique (Extrait de la carte hydrogéologique, 1979).....	43
Figure 22. Localisation de la zone d'étude.....	47
Figure 23. Organigramme de la méthodologie utilisée (Couplage entre WetSpas-Modflow).....	50
Figure 23-1. Organigramme de la méthodologie appliquée (Couplage entre WetSpas-SI modèle)....	51
Figure 24. Méthodologie d'approche pour le modèle Wetspass.....	55
Figure 25. Carte montrant la répartition des points de mesure des données climatiques.....	57
Figure 25-1. Diagramme Ombrothermique de la zone d'étude.....	57
Figure 26. Carte de distribution des points d'échantillonnage du sol.....	60
Figure 27. Organigramme de la méthodologie utilisée.....	68

Figure 28. Classes de texture du sol de la zone d'étude.....	72
Figure 29. Carte topographique de la zone d'étude.....	73
Figure 30. Carte des pentes de la zone d'étude.....	73
Figure 31. Carte d'occupation sol pendant la période humide.....	75
Figure 32. Carte d'occupation sol pendant la période sèche.....	75
Figure 33. Présentation du pourcentage de l'occupation sol par rapport la surface totale.....	76
Figure 34. Carte des Précipitations pendant la saison sèche.....	77
Figure 35. Carte des Précipitations pendant la saison humide.....	78
Figure 36. Carte des températures pendant la saison humide.....	79
Figure 37. Carte des températures pendant la saison sèche.....	80
Figure 38. Carte de l'évapotranspiration de la saison sèche.....	81
Figure 39. Carte de l'évapotranspiration de la saison humide.....	81
Figure 40. Carte de Vitesse du vent durant la saison humide.....	82
Figure 41. Carte de Vitesse du vent durant la saison sèche.....	83
Figure 42. La distribution spatiale des piézomètres dans la zone d'étude.....	84
Figure 43. Carte piézométrique pendant la saison humide.....	84
Figure 44. Carte piézométrique pendant la saison sèche.....	85
Figure 45. Carte représentative du ruissellement de surface pendant la saison sèche.....	89
Figure 46. Carte représentative du ruissellement de surface pendant la saison humide.....	89
Figure 47. Carte représentative de l'évapotranspiration pendant la saison humide.....	90
Figure 48. Carte représentative de l'évapotranspiration pendant la saison sèche.....	90
Figure 49. Carte représentative de la recharge pendant la saison humide.....	91
Figure 50. Carte représentative de la recharge pendant la saison sèche.....	91
Figure 51. La corrélation négative entre l'agglomération et la recharge –Période humide-.....	93
Figure 52. La corrélation négative entre l'agglomération et la recharge –Période sèche.....	94
Figure 53. Pourcentage de la Recharge mensuelle, ruissellement et évapotranspiration en fonction du type d'utilisation des terres.....	94
Figure 54. Pourcentage de la Recharge mensuelle, ruissellement et évapotranspiration en fonction du type d'utilisation des terres.....	94
Figure 55. Pourcentage de la Recharge mensuelle, ruissellement et évapotranspiration en fonction de la texture du sol.....	95
Figure 56. Pourcentage de la Recharge mensuelle, ruissellement et évapotranspiration en fonction de la texture du sol.....	96

Figure 57. Comparaison entre les niveaux statiques mesurés et simulés, (A) saison humide, (B) saison sèche.....	97
Figure 58. Comparaison entre niveaux statiques mesurées et simulées –Période sèche (A)- Période humide (B).....	97
Figure 59. (A) Répartition des points de surveillance de NO_3^- sur la Carte de recharge, (B) Nuages de points de recharge en fonction des concentrations de NO_3^-	98
Figure. 60. Carte de recharge de l'aquifère quaternaire dans la zone d'étude.....	99
Figure. 61. Carte d'utilisation et de couverture des sols de la zone d'étude.....	100
Figure. 62. Carte des profondeurs d'eau de l'aquifère quaternaire.....	101
Figure. 63. Carte géologique de la zone d'étude.....	102
Figure.64. Carte topographique de la zone d'étude.....	102
Figure 65. (a) Carte de l'indice de sensibilité, (b) nuage de points de l'indice de sensibilité en fonction des concentrations de NO_3^-	104
Figure 66. Validation du modèle en comparant les concentrations moyennes de NO_3^- et les valeurs SI dans les différentes classes de vulnérabilité.....	107
Figure. 67. Validation des cartes de risque de contamination.....	108

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Températures moyennes mensuelles des minima, maxima et des moyennes pour la région de Biskra enregistrées durant la période 2009-2019.	28
Tableau 2. Paramètres d'entrée et sources pour le modèle WetSpass	62
Tableau 3. Paramètres pour l'utilisation des terres en période humide	63
Tableau 4. Paramètres pour la couverture des terres par l'utilisation des terres en période sèche	63
Tableau 5. Paramètres pour la texture du sol	64
Tableau 6. Matériaux et logiciels utilisés dans cette recherche.....	65
Tableau 7. Paramètres d'entrée et sources pour le modèle Modflow	66
Tableau 8. Classes et poids du modèle SI.....	67
Tableau 9. Différentes données utilisées pour générer les paramètres hydrogéologiques pour le modèle SI, et leurs sources.....	69
Tableau 10. Résultats des techniques de pondération des paramètres en utilisant SPSA.....	103

LISTE DES ABREVIATIONS

ABHS : Agence de Bassin Hydrographique Sahara

ADE : Algérienne des eaux

ANAT : Agence Nationale d'Aménagement du Territoire

ANRH : Agence Nationale Des Ressources Hydriques

CI : Complexe Intercalaire

CT : Complexe Terminal

DRE : Direction des Ressources en Eau

DSA : Direction des services agricole.

DTC : Decision Tree Classifier

EPIC : Environmental Policy Integrated Climate

ERESS : Etude des Ressources en Eau du Sahara Septentrional

ET0 : Evapotranspiration réelle

FAO : Food and Agriculture Organization

GR : Groundwater recharge

I : Infiltration

IDW : Inverse Distance Weighting

LULC : Land Use and Land Cover

MODFLOW : Model Flow

ONA : Office national d'Assainissement

P : Précipitation

Pe : Pluie Efficace

PFN: Plan de Flux Nul

PMH : Petite et Moyenne Hydraulique

R : Ruissellement

R^2 : Coefficient De Détermination

RMSE : Root Mean Square Error

SI : Sensibility Indice

SIG : Système D'information Géographique

SPSA : Simultaneous Perturbation Stochastic Approximation

WBC : Water balance components

WetSpass : Water And Energy Transfer Between Soil, Plants And Atmosphere Under Quasi-Steady State

Introduction générale

Introduction générale

Dans plusieurs régions du monde, l'accès à l'eau potable devient un défi (Qu et al. 2013), notamment dans les régions arides des pays en voie de développement, en raison d'une demande en ressources fortement croissante et simultanée. Les eaux de surface ne sont pas fiables, en raison des fluctuations saisonnières et sont sensibles à la pollution par l'activité anthropique, comme les sources de pollution ponctuelles et diffuses et la pollution biologique (Fenta et al., 2014). Les eaux souterraines sont plus faciles d'accès, plus adaptées et naturellement préservées de la contamination directe par les activités anthropiques de surface (Fenta et al., 2014). Elle constitue le plus grand réservoir d'eau douce sur la terre et est cruciale pour la vie sur la planète, car elle est utilisée pour répondre à divers besoins humains et environnementaux (Zomlot et al., 2015 ; Cosgrove et Loucks, 2015).

En termes de capacité hydrique, l'Algérie se classe au 29^e rang des pays à forte pression hydrique (pays en dessous du seuil de 1 000 m³/habitant/an), selon un classement de 44 pays par l'Institut des ressources mondiales (Salami, 2019). En 1962, les apports étaient estimés à environ 1500 m³/habitant/an, et ne diminueront qu'à 430 m³/habitant/an en 2020 (Safar-Zitoun, 2019).

Afin de compenser les déficits régionaux en eau conventionnelle et de maintenir l'équilibre hydrique, l'Algérie s'est engagée dans la mobilisation et le développement des eaux non conventionnelles. Les eaux non conventionnelles sont définies comme étant l'eau de mer, les eaux usées urbaines, les eaux saumâtres du sud et des hauts plateaux et les eaux de toutes origines injectées dans les systèmes aquifères par la technique de recharge artificielle (JORA.2005 ; article 4 de la loi du 4 août 2005). La recharge artificielle des aquifères à partir des eaux de pluie ou des eaux traitées est un aspect qui est pratiquement inexistant à l'heure actuelle en Algérie.

Le problème de l'eau a été exacerbé ces dernières années par la sécheresse qui a touché l'ensemble du territoire algérien, (les précipitations en 2001, 2002 et 2003 ont été inférieures à 50% de la moyenne des 50 dernières années) comme le mentionne Chabaca (2019). Cette situation a affecté le régime des cours d'eau, la recharge des aquifères, le niveau de remplissage des réservoirs et des barrages, perturbant ainsi l'ensemble des activités socio-économiques et l'environnement, et a démontré la nécessité d'accorder la plus grande attention à l'eau. Cette ressource vitale est menacée en termes de qualité et de quantité. Malgré l'émergence d'une politique de la part des autorités pour préserver davantage cette ressource vitale par la construction de nouveaux barrages, de stations de dessalement et de traitement des eaux usées,

certaines études ont indiqué que l'Algérie est vouée à faire face à un déficit en eau d'un milliard de mètres cubes d'ici 2025 (Boualem, 2007 ; Khomri et Chabaca, 2019).

L'Algérie a récemment connu une augmentation du pourcentage d'exploitation des ressources en eau potentielles puisqu'il est estimé que 64 % des eaux souterraines, 31 % des eaux de surface et 5 % des ressources en eau non conventionnelles du pays sont exploitées (Souak, 2009). En ce qui concerne l'exploitation des ressources en eaux souterraines dans le nord, la quasi-totalité de leur capacité est exploitée (1,7 milliard sur 2,5 milliards). Elles représentent au moins 90% de la demande en eau pour l'irrigation en plus de l'approvisionnement de l'industrie et de l'eau potable. Leur gestion n'est pas totalement maîtrisée par les institutions chargées de leur surveillance (plus de 30% des puits sont illégaux) (Souak, 2009).

L'Algérie, avec 90% de son territoire désertique au sud et un climat méditerranéen au nord, se distribue en : région tellienne (Nord) 4% sur le littoral ; région steppique semi-aride des hauts plateaux 9% (entre l'Atlas Tellien et l'Atlas Saharien) ; région saharienne aride (Sud) 87% au sud de l'Atlas Saharien. Dans la partie Nord, qui ne couvre que 300 000 km², se concentrent environ 90% de la population et la pluviométrie y varie d'Ouest en Est entre 300 et 1400 mm/an, alors que dans le Sahara elle avoisine les 50 mm/an. Les zones arides et semi arides qui couvrent 87% de la surface de l'Algérie sont caractérisées souvent par de faibles précipitations, des températures élevées et des évapotranspirations très importantes (Haouchine, 2010). Où les dernières statistiques indiquent que les ressources renouvelables d'eau souterraine des aquifères du Nord sont estimées à près de 2,5 milliards de m³, dont 1,7 milliards de m³ sont exploités. Réparties à travers 147 aquifères, elles alimentent en eau 9 000 sources, 23 000 forages et 60 000 puits. Les potentialités exploitables des aquifères du Sud sont estimées à 6,1 milliards de m³ dont seulement 1,5 milliards m³/an, sont actuellement exploités (ANRH, 2015).

L'Algérie dispose des moyens qui peuvent largement garantir cette durabilité en termes d'eau, puisqu'elle a pris l'initiative d'améliorer l'utilisation de cette ressource vitale en augmentant l'efficacité du taux d'infiltration des eaux pluviales et des eaux traitées, dans certaines zones qui souffrent de perturbations dans cet élément vital. , Grâce à l'approvisionnement artificiel en eaux souterraines. Là où des essais prometteurs menés par l'ANRH (Hamam Mélouane) ou les directions de l'hydraulique de quelques wilayas (Blida) ont été réalisés sans pour autant être généralisées. L'hydrologie de sud algérien est encore mal connue en raison de la rareté des données enregistrées et de la difficulté à collecter des informations.

La région de Biskra a récemment connu un développement remarquable grâce à la plasticulture et à la phœniciculture (Daoudi et Lejars, 2016). Nous avons choisi la province de Biskra comme zone d'étude car les zones irriguées se sont étendues très rapidement, la demande en eau continue d'augmenter et la surexploitation des eaux souterraines a commencé. Certains endroits de la zone d'étude connaissent déjà une diminution du niveau et de la qualité des eaux souterraines en raison d'une exploitation excessive et irrationnelle (Boudibi et al., 2019 ; Abdennour et al., 2020). A cet effet la gestion intégrée et rationnelle des ressources en eau devenue un outil indispensable, afin d'assurer un développement durable surtout dans une zone aride comme la région de Biskra, où la pluviométrie est inférieure à 150 mm par an et les eaux de surface sont limitées et ne contribuent pas largement à l'approvisionnement des différents secteurs.

Face à ces contraintes dans ces dernières années, de nombreuses recherches se sont concentrées sur l'étude de la préservation et de la quantification des ressources en eaux souterraines ou superficielles dans les zones arides et semi-arides. L'évaluation de ces eaux implique plusieurs facteurs, dont le plus important est la recharge. La quantification du taux de recharge est une condition préalable à une gestion efficace et durable des eaux souterraines. Ainsi, la détermination de la recharge des eaux souterraines est passée d'un problème fondamental à un problème urgent et indispensable pour l'utilisation durable des eaux souterraines. En effet, l'estimation de la recharge des eaux souterraines constitue la clé principale de la plupart des approches utilisées pour évaluer et gérer durablement les ressources en eaux souterraines. La plupart des approches pour quantifier la recharge des eaux souterraines la mesure directement ou indirectement sur une zone limitée (échelle ponctuelle ou à petit bassin) et pendant de courtes périodes. Au cours de la dernière décennie, le développement de modèles hydrologiques distribués a considérablement augmenté. (Kuntohadi, 2002).

Certaines techniques sont basées sur la cartographie de la recharge des eaux souterraines avec le système d'information géographique (Shaban, 2006 ; Yeh, 2009 ; Haouchine, 2010 ; Khomri et Chabaca, 2019). Cette méthode est basée sur la détermination des différents paramètres régissant le processus de recharge dans un premier temps. Après cela, des valeurs de pondération sont attribuées à chaque paramètre en fonction des relations possibles entre eux et du degré d'influence dans le processus de recharge. Cependant, le résultat obtenu de cette méthode reste plein d'incertitudes, donc avec le développement de modèles hydrologiques qui présentent, la plupart du temps, des moyens fiables pour la quantification de la recharge des nappes phréatiques deviennent plus fréquents, et le choix d'un modèle adapté est possible.

Pour l'évaluation de la recharge des eaux souterraines, le modèle hydrologique WetSpa a été utilisé. IL s'agit de l'acronyme de Water and Energy Transfer between Soil, Plants and Atmosphere under quasi-Steady State (Batelaan, 2001). Le logiciel WetSpa est un modèle de simulation à dispersion spatiale du mouvement de l'eau et de l'énergie dans un état quasi-stationnaire entre le sol, les plantes et l'atmosphère. Il prédit les tendances spatiales du ruissellement, de l'évapotranspiration et de la recharge spatiale des eaux souterraines (Batelaan et De Smedt, 2007). Le modèle traite la zone d'étude comme un modèle normal de cellules matricielles. Chaque cellule matricielle est ensuite subdivisée en terrain végétalisé et nu, en eau libre et en contenu imperméable et les composantes saisonnières du bilan hydrique (WBC) sont déterminées pour chaque cellule de la grille. Le modèle WetSpa a été utilisé par différents auteurs parmi lesquels Mogheir et al. (2013), Park et al. (2014), Tammal et al. (2014), Meresa et al. (2019), Kerapetse et al. (2020), Hassan et al. (2020). Selon eux, le modèle a été mis en œuvre pour estimer et simuler la recharge des eaux souterraines (GR) avec des résultats fiables et utilisables.

La validation et la fiabilité ce genre des modèles hydrologiques est jugée sur la base du ruissellement observé et / ou du niveau de la nappe phréatique mesuré (Healy, 2002 ; Chung, 2010). Dans le cas de l'aquifère, les observations des piézomètres disponibles dans certains forages, sont utilisées pour calibrer le modèle d'écoulement des eaux souterraines avec Processing Modflow (Chiang, 2001). Modflow a été largement utilisé pour simuler l'écoulement des eaux souterraines (El Idrysy, 2006 ; Wang, 2012 ; Zammouri, 2014).

L'estimation des composantes hydrique (évapotranspiration, le ruissellement, la recharge) est un processus complexe et difficile, notamment la recharge, qui dépend de variables telles que la couverture et l'utilisation des terres, la topographie, la texture du sol, les conditions climatiques et d'autres facteurs hydrologiques. Dans cette recherche, les composantes mensuelles du bilan hydrique ont été estimées à l'aide du modèle WetSpa. Parmi ces avantages, il peut être utilisé en conjonction avec d'autres modèles de simulation tels que Modflow ou le modèle SI, afin de comprendre les caractéristiques de l'écoulement et du stockage des eaux souterraines dans les aquifères.

L'objectif principal dans cette thèse est de quantifier la recharge des eaux souterraines de l'aquifère quaternaire de Biskra avec plusieurs informations spatiales et hydrologiques afin d'étalonner le modèle d'écoulement des eaux souterraines pendant l'état stationnaire et d'évaluer les ressources en eaux souterraines de l'aquifère.

Pour atteindre cet objectif, une méthodologie claire doit être suivie. Les distributions de recharges des eaux souterraines obtenues par WetSpa ont été intégrées dans le traitement de

Modflow pour simuler la distribution de la charge hydraulique. Le couplage de WetSpass avec d'autres modèles est appliqué pour évaluer la recharge en eau souterraine du quaternaire de l'aquifère de Biskra. L'échange de données entre ces modèles (ModFlow et SI) et WetSpass est assuré jusqu'à la stabilisation des taux de recharge.

Pour aborder cette problématique de la recharge des nappes, nous avons organisé notre approche de travail selon le modèle suivant :

❖ **La Première partie : Etat de l'art et Présentation générale de la zone d'étude**

Concernant le domaine de cette recherche, l'objectif de cette partie est de montrer l'apport de nos travaux de recherche par rapport à la problématique posée pour la recharge des aquifères et qui fait l'objet de différentes approches de la part de plusieurs chercheurs à travers le Monde. Qui se divise en deux chapitres principaux :

1) Etat de l'art : Ce volet donne un bref aperçu des différents concepts, et également quelques notions essentielles à la modélisation hydrogéologique à l'échelle régionale sont exposées. Les différentes approches de modélisation et de détermination de la recharge sont passées en revue et leurs avantages et inconvénients mis en évidence.

2) Présentation générale de la zone d'étude :

❖ Nous soulignons la situation géographique de la zone d'étude, la nature du climat dominant et la description de la géologie et de l'hydrogéologie de la région.

❖ **La deuxième partie : Méthodologie**

1. Description de la zone d'étude (aquifère quaternaire de la wilaya de Biskra) bien détaillé qui concerne la géologie et l'hydrogéologie de cet aquifère, le climat, forme d'aquifère, végétation (occupation du sol / utilisation du sol), le sol et ses caractéristiques, la pente et la profondeur des eaux souterraines ; la piézométrie du secteur étudié et la géométrie de l'aquifère Quaternaire. Nous tenterons de définir la nature du contact de cet aquifère avec le substratum, aux limites.

2. la méthodologie adoptée qui concerne une description de la méthode utilisée ses inputs et ses outputs. Les deux modèles employés dans ce travail, c'est le couplage de deux modèles WetSpass-Modflow et WetSpass-SI pour améliorer la performance du modèle utilisée.

❖ **La troisième partie (Résultats et discussion)**

Dans cette partie nous aborderons la question de la fiabilité des modèles hydrologiques utilisés, une fois que nous avons terminé la méthode utilisée, nous pouvons commencer à travailler sur la partie "analyse des résultats" de notre thèse. Dans cette partie nous présentons

les principaux résultats de notre recherche et répondons aux questions de recherche où nous confirmons ou infirmons nos hypothèses. Il s'ensuit les interprétations et comparaisons avec d'autres travaux de recherche et enfin nous terminons par les conclusions, ouverture, limites et nouvelles perspectives sur la recherche.

Première partie :
Etat de l'art et
Présentation générale de
la zone d'étude.

Chapitre Premier : Etat de l'art

1. Etat de l'art

Ce chapitre donne une brève vue d'ensemble des différents concepts, approches et étapes relatifs à la modélisation hydrogéologique et revoit les spécificités d'une modélisation à l'échelle régionale. La méthodologie de la modélisation hydrogéologique utilisée dans ce travail, le fonctionnement du modèle WetSpass, employé pour déterminer la recharge spatialement distribuée, est détaillée. Avant cela, nous donnerons quelques définitions du phénomène de la recharge et des facteurs qui l'affectent.

1.1. Recharge des nappes

Le terme de recharge désigne le processus par lequel un aquifère reçoit un apport d'eau, soit d'un autre aquifère saturé, soit de sa partie non saturée (UNESCO-OMM, 1992). La quantification de la recharge d'eaux souterraines est un problème majeur dans les investigations sur les ressources en eau. C'est une fonction complexe des états météorologiques, du sol, de la végétation, des caractéristiques physiographiques et des propriétés du matériel géologique dans les chemins de l'écoulement (Kumar, Seethapathi, 2002). L'estimation de la recharge peut être effectuée à partir de suivis hydriques qui sont généralement basés sur le calcul de bilans de masses d'eau en relation avec les propriétés hydriques du sol (Arnold et al., 2000). L'augmentation du taux de recharge peut être expliquée par une diminution de la perte d'eau dans les couches supérieures du sol ou d'une augmentation de flux vertical par la surface ou dans la zone non saturée (Enrique, 2000). Dans les environnements semi-arides ou arides, les processus de la recharge sont hétérogènes et variables dans l'espace et dans le temps (Cook et al, 1989 ; Scanlon et al., 2006). Cette hétérogénéité est liée à la forte variabilité des paramètres hydrologiques (pluviométrie, ruissellement et infiltration) qui augmente avec l'aridité (Leduc, 2003). En effet, dans ces régions, l'évapotranspiration potentielle est largement supérieure aux précipitations et la recharge est sporadique et restreinte à la saison des pluies. A ceci s'ajoutent les variabilités locales liées à la topographie, aux types de sol, à la végétation, à la géologie et à l'occupation du sol (Allison, 1988 ; de Vries & Simmers, 2002). Les diverses sources de recharge des eaux souterraines sont connues et peuvent être résumées par la figure 1 : i) recharge directe par les précipitations, ii) recharge par le réseau hydrographique, à écoulement rarement permanent et le plus souvent très sporadique, iii) recharge locale concentrée après accumulation des écoulements dans des mares temporaires de bas-fonds.

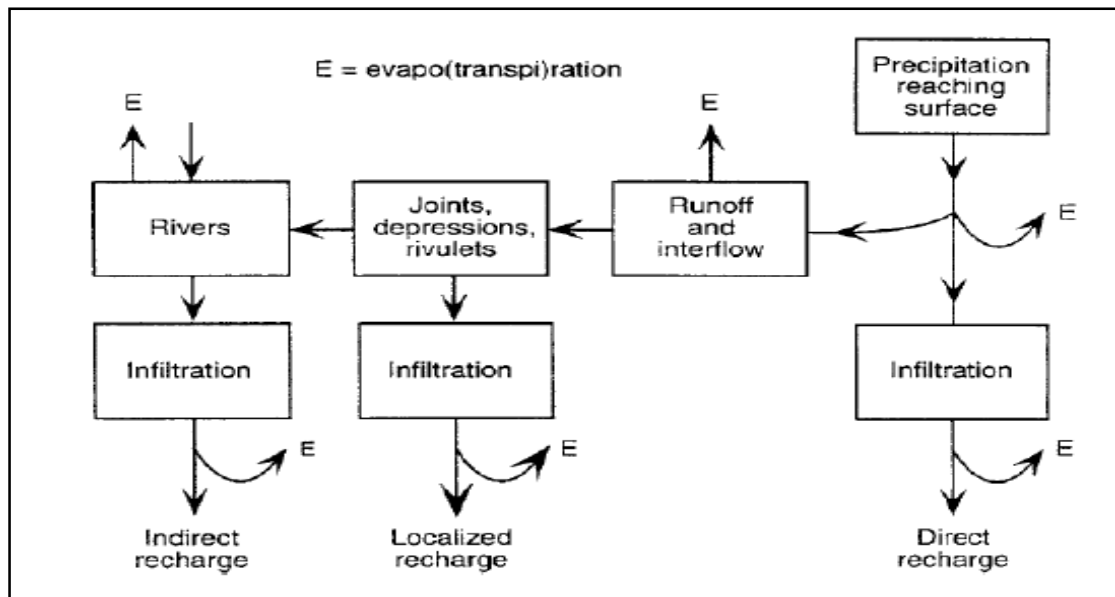


Figure 1. Différents mécanismes de recharge des nappes souterraines (de Vries & Simmers, 2002).

1.1.1. Recharge directe par précipitations

Les précipitations sont souvent très mal connues, tant leur variabilité spatiale et temporelle est grande (Ali et al., 2008 ; Lézine et al., 2011) et les réseaux d'observation insuffisamment denses. De plus, en zone semi-aride, la recharge ne peut jamais être exprimée comme une fonction simple des précipitations. La recharge directe peut être approchée par plusieurs méthodes : mesures directes, géochimiques et bilan hydrique. Les méthodes géochimiques basées sur l'utilisation du bilan des chlorures et les isotopes de la molécule d'eau sont les plus utilisées par la simplicité de leur mise en œuvre (Allison & Hughes, 1978 ; Edmunds & Wright, 1979 ; Flint et al., 2002 ; Leduc, 2003). De nombreux travaux scientifiques ont été consacrés à l'évaluation de la recharge directe des eaux souterraines par les méthodes géochimiques (Filippi et al., 1990 ; Leduc et al., 2000 ; Edmunds, 2009 ; MacDonald et al., 2009 ; Liu et al., 2009 ; Lihe et al., 2010). L'infiltration est plus importante dans les régions désertiques dunaires grâce à la forte porosité et la présence réduite du couvert végétal (Dincer et al., 1974 ; Li et al., 2004).

1.1.2. Echange oued-nappe

Les interactions nappe-oued sont complexes et se développent de manières très diverses selon les lieux et les moments. Selon l'échelle d'observation, les hétérogénéités fonctionnelles peuvent varier du centimètre au mètre (Brunke & Gonser, 1997 ; Woessner, 2000) mais l'hétérogénéité vient d'abord des conditions morphologiques des tronçons du cours d'eau, de son régime hydraulique, des cotes respectives de la nappe et de la rivière, des caractéristiques

physiques de la couche de sédiments tapissant le fond du cours d'eau, etc. Comme pour les autres termes du bilan hydrologique, la quantification des flux échangés gagne beaucoup à une approche pluridisciplinaire (Sophocleous, 2002 ; Winter, 1999 ; Woessner, 2000) et multi-échelle (Scanlon et al., 2002). Les méthodes d'estimation des échanges rivière-nappe peuvent être classées en deux catégories :

- les méthodes hydrologiques, par exemple les jaugeages différentiels en surface mais aussi, pour le souterrain, les quantifications basées sur la loi de Darcy. Dans le second cas, il faut estimer les caractéristiques hydrodynamiques locales (Girard et al., 1981 ; Landon et al., 2001), ce qui est souvent difficile et pose la question de la représentativité de la mesure, sur le terrain ou au laboratoire, pour les autres tronçons non instrumentés.
- les méthodes géochimiques : le décalage des compositions chimiques entre surface et souterrain peut fournir des indications sur leur connexion (Vogt et al., 2010 ; Westhoff et al., 2011).

1.1.3. Recharge localisée

En zone aride, les oueds temporaires et les bas-fonds représentent un point essentiel du cycle hydrologique : concentrant les eaux de surface, ils sont souvent les seuls lieux où peut se produire une infiltration jusqu'à la nappe, du fait d'une évapotranspiration importante (e.g. Martin-Rosales & Leduc, 2003).

La recharge localisée est relativement facile à identifier (Leduc, 2003) : l'accumulation des eaux de surface est limitée dans le temps et l'espace, donc visible ou au moins repérable par ses traces ; son impact localisé, dans le temps et l'espace, est lui aussi souvent visible sur la piézométrie et parfois la géochimie de la nappe. Gee et Hillel (1988) ont proposé de différencier la recharge localisée à trois échelles : i) à petite échelle (centimétrique), le long des racines, des fentes de dessiccation, ii) à l'échelle de plusieurs mètres ou dizaines de mètres, grâce à des variations topographiques ou lithologiques locales et iii) à l'échelle de centaines de mètres, correspondant aux grandes caractéristiques du paysage. Des exemples typiques de la petite échelle (cas des bassins sédimentaires) sont présentés par Winter (1999), Martin-Rosales et Leduc (2003). La recharge localisée est évidemment totalement discontinue dans l'espace.

1.2. Méthodes existantes

Les méthodes d'estimation de la recharge sont nombreuses et ont été discutées dans plusieurs articles. En 2010, Healy a fourni une évaluation des théories de chaque méthode d'estimation de la recharge. Scanlon et al. (2002) et l'USGS (2009) ont également publié un récapitulatif de ces techniques. D'après Batelaan et De Smedt (2007), les méthodes estiment soit une recharge ponctuelle, soit invariable sur l'entièreté du bassin, soit distribuée spatialement. Celles-ci peuvent être regroupées en cinq classes. Premièrement, les techniques de bilan hydrique constituent une approche commune et estiment la recharge indirectement, en connaissant toutes les variables du bilan mis à part la recharge. Ce sont des méthodes flexibles mais l'exactitude de la recharge dépend de la précision des autres composants du bilan hydrique (Healy, 2010). Une autre technique consiste à estimer la recharge à partir de données hydrologiques de surface. Elle peut être estimée à partir de l'écoulement de base, de bilans en eau effectués entre deux stations limnimétriques (la perte de débit entre les deux étant assimilée à la recharge), de mesures de l'infiltration de l'eau dans le sol, etc. Les techniques basées sur l'écoulement de base font l'hypothèse que le bassin hydrologique coïncide avec le bassin hydrogéologique, ce qui n'est pas toujours le cas (Dassargues, 2010). Les mesures d'infiltration doivent être effectuées dans beaucoup d'endroits pour être représentatives (Scanlon et al., 2002). Quant aux bilans en eau dans le cours d'eau, ils surestiment parfois la recharge car, par exemple, l'eau stockée dans les rives peut être évaporée et n'atteindra jamais la nappe. Troisièmement, les techniques basées sur des études de la zone saturée fournissent également des estimations ponctuelles de la recharge. Elles reposent soit sur des observations des fluctuations piézométriques, soit sur la loi de Darcy. La première méthode est mieux appliquée sur des périodes de temps courtes, dans des régions où les niveaux piézométriques varient rapidement et où la nappe est peu profonde (USGS, 2009). Cependant, plusieurs hypothèses inhérentes à cette méthode peuvent poser problème, comme par exemple le fait de considérer des fluctuations en relation exclusivement avec la recharge, ou un niveau piézométrique n'augmentant qu'en présence de recharge. En effet, l'évapotranspiration peut jouer un rôle non négligeable sur le niveau piézométrique, et une recharge peut toujours avoir lieu même si le niveau piézométrique diminue, lorsque le flux vers des zones éloignées est plus important que la recharge.

De plus, des difficultés sont présentes lorsque le coefficient d'emmagasinement n'est pas connu (Scanlon et al., 2002). Quant aux estimations basées sur la loi de Darcy, elles sont parfois incertaines étant donné la grande variabilité de la conductivité hydraulique (USGS, 2009). Quatrièmement, des traceurs environnementaux, chimiques ou isotopiques peuvent également

être utilisés (Healy, 2010). L'utilisation des traceurs chimiques est complexe, chère et compliquée par les processus de sorption, dégradation, température, etc. Les traceurs isotopiques présentent l'inconvénient de fournir des informations sur les sources de la recharge, mais permettent rarement la quantification de cette dernière (Scanlon et al., 2002). Enfin, il existe les approches de modélisations numériques. Elles peuvent être basées sur des modèles de bilan hydrique ou des modèles hydrogéologiques dont l'inversion est utilisée pour prédire la recharge à partir des informations sur les niveaux piézométriques, les conductivités hydrauliques, etc. (Scanlon et al., 2002). Cependant, ce deuxième type de modèle dépend de l'exactitude des données de conductivités hydrauliques, celles-ci pouvant varier de plusieurs ordres de grandeurs. De plus, un nombre infini de combinaisons entre la recharge et la conductivité hydraulique peut correspondre à des niveaux piézométriques proches de la réalité, résultant en une situation de solutions non uniques pour le modèle d'écoulement (Batelaan et De Smedt, 2007).

La sélection de l'une ou l'autre méthode est largement conduite par les buts de l'étude (échelle de temps et d'espace particulièrement) et la validité des techniques (Healy, 2010). Par exemple, la simple évaluation de la ressource en eau moyenne d'un milieu requiert des techniques apportant des estimations moyennes sur un plus ou moins long terme tandis que la détermination des risques de contamination d'un aquifère nécessite préférentiellement une recharge spatialement distribuée. Les échelles de temps et d'espace des techniques sont également très importantes. Tandis que les méthodes basées sur l'hydrologie de surface et les modélisations fournissent des résultats à l'échelle régionale, les méthodes se basant sur la zone saturée sont généralement ponctuelles (Scanlon *et al.*, 2002). D'après Batelaan et De Smedt (2007), la variation spatiale des processus influençant la recharge est tellement significative qu'ils doivent être pris en compte dans n'importe quel modèle hydrogéologique régional. Etant donné la grande étendue du territoire considéré, ce sont donc les modélisations qui sont les plus appropriées pour estimer une recharge à l'échelle régionale. Comme discuté ci-dessus, les modélisations basées sur des modèles de bilan hydrique sont préférables à celles basées sur les niveaux piézométriques.

1.2.1. Méthodes de Mesures Niveau du Sol

➤ *La méthode du PFN (Plan de Flux Nul) ou La méthode de Tensiomètres*

Dans la méthode du PFN, on suit l'évolution des teneurs en eau, et des pressions entre deux épisodes pluvieux relativement éloignés. Après quelques jours de pluie, une partie du sol est soumise à l'évaporation par remontées capillaires. Une autre partie du sol, en profondeur, est

soumise au drainage, et l'écoulement est descendant. Ces deux zones sont séparées par un niveau de profondeur (Z_0) pour lequel le flux est nul (plan de flux nul), correspondant, d'après la loi de Darcy à la profondeur Z_0 qui varie dans le temps

$$\frac{\Delta H}{\Delta Z} = 0 \quad (1)$$

La comparaison des valeurs de charge entre deux tensiomètres installés à des profondeurs différentes permet de déterminer si le flux q d'eau dans le sol est ascendant ou descendant. Cette méthode permet donc d'estimer de manière simultanée le drainage et l'évaporation (Marwan, 2004)

En effet, la variation de stock entre la surface du sol ($Z=0$) et le PFN moyen (Z_0) pendant le pas de temps Δt représente l'évaporation (1), alors que la variation de stock entre le PFN moyen (Z_0) et le plan de côte Z ($Z > Z_0$) correspond au flux de drainage qui nous intéresse.

Equation correspondant à l'évaporation de l'eau :

$$\frac{\Delta S_0^{Z_0}}{\Delta t} = -ETR(t) \quad (2)$$

Equation correspondant à la percolation de l'eau :

$$\frac{\Delta S_0^{Z_0}}{\Delta t} = -q_z(t) \quad (3)$$

L'inconvénient de cette méthode est qu'elle n'est applicable que dans le cas où le PFN existe, ce qui n'est pas systématique, et qui doit de plus être positionné au-delà de la profondeur maximale d'enracinement si une culture est en place (Nemeth, 2001). Ainsi que l'utilisation de cette méthode ne reste possible que lorsque le toit de la nappe est peu profond

➤ *Méthode du bilan de Thornthwaite*

Il s'agit de la méthode la plus utilisée. La recharge est calculée à partir de l'équation du bilan hydrologique (John, 1991) soit :

$$P = ETR + R + I \quad (4)$$

Le schéma conceptuel du bilan de Thornthwaite suppose que la zone non saturée est divisée en deux parties :

- ✓ une zone d'échange (sol-plantes-atmosphère), d'épaisseur relativement faible (Généralement moins d'un mètre) et d'humidité très variable:

- ✓ une zone de transfert, d'humidité peu variable et au moins égale à celle correspondante à la capacité au champ.

Dans le fonctionnement de ce système, la pluie (**P**) satisfait préférentiellement les besoins suivants :

- Evapotranspiration réelle (**ETR**)
- Infiltration **I** qui traverse la zone de transfert pour atteindre la nappe
- Ruissellement (**R**) de surface.

Lorsqu'il existe des mesures de ruissellement, l'infiltration peut se déterminer directement. Sinon, la pluie efficace ($P_e = I + R$) est prise comme étant un indicateur significatif de la recharge, Elle est alors égale à un pourcentage de la pluie efficace.

➤ *Méthode du lysimètre*

La case lysimétrique permet de mesurer une multitude de données avec précision. Elle permet d'estimer la répartition entre précipitations (irrigation) drainées et ruisselées. Elle permet également de déterminer les variations du stock d'eau présent dans le sol par le système de pesée en continu du sol. La case lysimétrique permet donc de déterminer le flux de drainage profond qui va vers la nappe. Cependant la mise en place d'un lysimètre est très contraignante, et son coût ne permet pas de placer suffisamment de lysimètres au sein du périmètre irrigué, de telle sorte que les mesures fournies soient représentatives de l'ensemble du périmètre, bien qu'un lysimètre puisse concerner des surfaces de mesure importantes (jusqu'à 10 m²) (Marwan, 2004). La part des apports d'eau infiltrés par rapport aux apports ruisselés est donc déterminée pour un type de sol et un type de culture particuliers. La régionalisation de ce ratio à l'échelle du périmètre est très délicate et souvent peu fiable. Les valeurs déterminées sont le plus souvent extrapolées à tout le périmètre, ce qui ne confère pas de réelle précision à ces mesures, mais seulement un ordre de grandeur. Cette méthode reste donc largement imprécise, et son application doit être pensée au cas par cas.

1.2.2. Méthodes de mesure au niveau de la nappe

➤ *Calage à partir des fluctuations de la nappe*

C'est une méthode indirecte de déduire la recharge de la fluctuation de la nappe phréatique, et l'utilisation des piézomètres permet une mesure directe du niveau de la nappe. Un réseau de piézomètres permet un suivi du niveau de la nappe au cours d'une année hydrologique. Pour déduire les variations du stock d'eau présent dans la nappe, il faut que le réseau de piézomètres soit le plus spatialement étendu possible pour être représentatif de la variation spatiale du toit de la nappe. Lorsque les paramètres hydrodynamiques de la nappe, en particulier le

coefficient d'emmagasinement, sont bien connus, la valeur la plus vraisemblable de la recharge est celle qui permet de restituer avec une bonne fiabilité les variations consécutives du niveau de la nappe. Cette restitution se fait avec des modèles simples : pluie- infiltration niveau piézométrique. A priori, une telle approche devrait aboutir à des résultats satisfaisants (John, 1991). Déterminer les flux de réalimentation de nappe d'un périmètre irrigué à partir d'une carte piézométrique est donc une méthode grossière de quantification des volumes en jeu. L'élévation dans la nappe phréatique pendant la saison des pluies est employée pour estimer la recharge, à condition qu'il y ait une saison des pluies distincte avec le reste de l'année relativement sèche. La prétenction de base est que l'élévation dans la nappe phréatique est principalement due à la recharge de précipitations (on peut identifier d'autres facteurs qui peuvent influencer la recharge, tels que le pompage, et les irrigations). D'après Y.Xu et GJ van Tonder (2001), la recharge due aux précipitations, Q_{RI} peut être estimée à l'aide de la méthode *CRD "The cumulative rainfall departure"*, une équation simple du bilan hydrique pour un intervalle de temps donné i peut être écrite comme suit :

$$Q_{RI} = \Delta h_i AS + Q_{pi} + Q_{outi} \quad (5)$$

Q_{outi} : Le volume pompé pendant les saisons des pluies divisées dans le secteur d'étude m^3/j .

Q_{pi} : la production des forages

S : le coefficient d'emmagasinement

A : la surface de la région

Δh_i : variation de la hauteur de la nappe

➤ **L'isotope**

Les isotopes 2H , 3H , ^{18}O et C^{14} sont utilisés généralement dans des études de recharge, dont les trois premiers simulent le plus exactement le mouvement de l'eau, parce qu'ils font partie de la molécule d'eau. Un traceur radioactif fournit des moyens de tracer le mouvement de l'eau par la zone non saturée. En principe, toutes les traces avec une adsorption négligeable peuvent être employées, mais d'après nos recherches bibliographiques le tritium est le traceur le plus employé.

Cependant, le tritium a plusieurs inconvénients :

- Le tritium n'est pas conservateur et il est perdu du système par évapotranspiration.
- La contamination pendant le prélèvement et le traitement
- L'analyse est hautement spécialisée et coûteuse.
- Il est difficile de réaliser des études quantitatives, puisqu'il est difficile de déterminer un bilan de matière de tritium.

- Un traceur approprié à déterminer le mouvement de l'eau doit être fortement soluble, conservateur et pas sensiblement pris par la végétation.

D'après Amitha.(2000) l'ion de chlorure satisfait la plupart de ces critères et il est donc considéré comme étant un traceur approprié, en particulier dans des régions côtières. Dans ce cas-ci la recharge d'eaux souterraines est donnée par :

$$R_i = \frac{D}{C} (\text{mm/year}) \quad (6)$$

Où

D : dépôt sec-et-humide de chlorure ($\text{mg/m}^2/\text{an}$),

C : concentration en **Cl** dans les eaux souterraines

Cette méthode est commode, et rapide. L'inconvénient en chef est l'incertitude dans la détermination du dépôt sec-et-humide. La source de principe du chlorure en eaux souterraines est l'atmosphère. Dans ce cas-ci la recharge peut être exprimée comme suit (Amitha, 2000) :

$$R_i = P \left(\frac{Cl_p}{Cl_g} \right) \quad (7)$$

Où

P : précipitations en mm

Cl_p : concentration en **Cl** des précipitations

Cl_g : concentration en **Cl** des eaux souterraines

1.2.3. Modélisation hydrogéologique

➤ *Notion de modèle*

Un modèle est une « simplification de la réalité », devant être « la plus conforme possible du point de vue des mécanismes et processus simulés » (Dassargues, 1990). Un modèle mathématique décrit le modèle conceptuel (décrivant explicitement les éléments et leurs dépendances et la manière dont on traduit la réalité) en termes d'équations mathématiques (Vanclouster, 2011). Un modèle mathématique peut être résolu analytiquement (solution exacte) ou numériquement (différences finies, éléments finis). Les modèles analytiques requièrent cependant une importante simplification des paramètres et des frontières. Le modèle mathématique est de deux types : soit déterministe, associant par une relation unique avec des paramètres à valeur unique la cause d'un phénomène et les résultats, soit stochastique, pour

lequel les paramètres et les variables indépendantes sont des variables aléatoires possédant des fonctions de probabilité connues.

➤ *Approches existantes*

Les approches communément utilisées pour modéliser les écoulements souterrains et le transport de solutés peuvent être classifiées en trois catégories : les modèles « boîtes noires », à compartiments, ou physiquement basés et spatialement distribués (Orban et al., 2010). Le modèle le plus simple, le modèle « boîte noire », considère le système de manière globale et établit des relations de transfert entre les entrées et les sorties, sans chercher à se rapprocher d'une loi physique et sans connaissance de la structure physique des phénomènes (Ledoux, 2003). Ces modèles sont simples d'utilisation et ne nécessitent que peu de données (entrée-sortie) (Orban et al., 2008). Cependant, étant donné qu'ils n'utilisent pas d'information sur la distribution spatiale et l'évolution temporelle des paramètres, ils n'ont qu'une faible capacité de prédiction. Ceci explique qu'ils ne sont généralement pas employés en modélisation hydrogéologique, sauf éventuellement pour la modélisation des systèmes karstiques pour lesquels la représentation des mécanismes est complexe (Dassargues, 2011). Les modèles à compartiments peuvent être considérés comme des modèles spatialement distribués avec des modèles « boîtes noires » en série où les processus sont toujours représentés par des fonctions de transfert (Orban et al., 2010). Au contraire, les modèles physiquement basés et spatialement distribués, tiennent compte explicitement de la variabilité spatiale des données et se basent sur des relations dérivées des lois physiques (écoulement et transport). Ils sont divisés en mailles, chacune possédant leurs caractéristiques (conductivité, porosité effective, coefficients de dispersivité...) supposées uniformes sur l'entièreté de la maille. Ce type de modèle a une bonne capacité de prédiction et apporte des résultats spatialement distribués (Orban et al., 2008). Cependant, il nécessite des données précises et des informations détaillées sur l'hydrogéologie, et dès lors, une paramétrisation avancée (Brouyère et al., 2009). De plus, il est parfois sujet à des problèmes numériques comme l'instabilité ou la dispersion, et prend du temps.

La plupart des modèles utilisés pour l'estimation de recharge sont des modèles physiquement basés et spatialement distribués. Ils s'appuient sur des lois d'écoulement en milieu poreux utilisant comme paramètres les coefficients de perméabilité, d'emménagement et d'infiltration (Dassargues, 1990). Le calcul peut être réalisé en résolvant l'équation différentielle si les paramètres sont spécifiés, les sollicitations extérieures précisées et les conditions aux frontières imposées (Vancloster et Javaux, 2012).

➤ *Types de données et étapes de la modélisation*

Quatre types de données sont nécessaires à la modélisation hydrogéologique (Dassargues, 2011) :

- Des données sur la géométrie de la zone à modéliser, d'un point de vue géologique, topographique, hydrologique,...
- Des valeurs des caractéristiques du système influençant les processus simulés (conductivités hydrauliques, coefficients d'emménagement spécifiques, porosité effective,...) ;
- Des données sur les sollicitations appliquées au système à modéliser (pompages, injections,...) ;
- Des données historiques mesurées de la variable du problème ou sa dérivée (hauteurs piézométriques mesurées,...), indispensables pour la calibration du modèle.

La construction d'un modèle hydrogéologique, comme tout autre modèle, comprend plusieurs étapes indispensables (Dassargues, 2011), reprises dans la figure 2:

1. La définition des buts poursuivis ;
2. La construction du modèle conceptuel (niveau d'échelle, régime, dimensionnalité, frontières,...) ;
3. La description du modèle mathématique expliquant tous les processus mis en cause dans le modèle conceptuel et leurs relations ;
4. Le choix d'un modèle numérique discrétisant la zone en un maillage et remplaçant la variable continue par une variable discrète ;
5. L'implémentation traduisant le modèle conceptuel sous une forme utilisable pour la modélisation ;
6. La calibration, engendrant l'optimalisation des paramètres pour faire correspondre les résultats aux mesures ;
7. L'étude de sensibilité, donnant l'influence des valeurs des paramètres sur les résultats obtenus ;
8. La validation, similaire à la calibration mais utilisant d'autres mesures ;
9. L'application du modèle et l'analyse des résultats par rapport aux buts poursuivis.

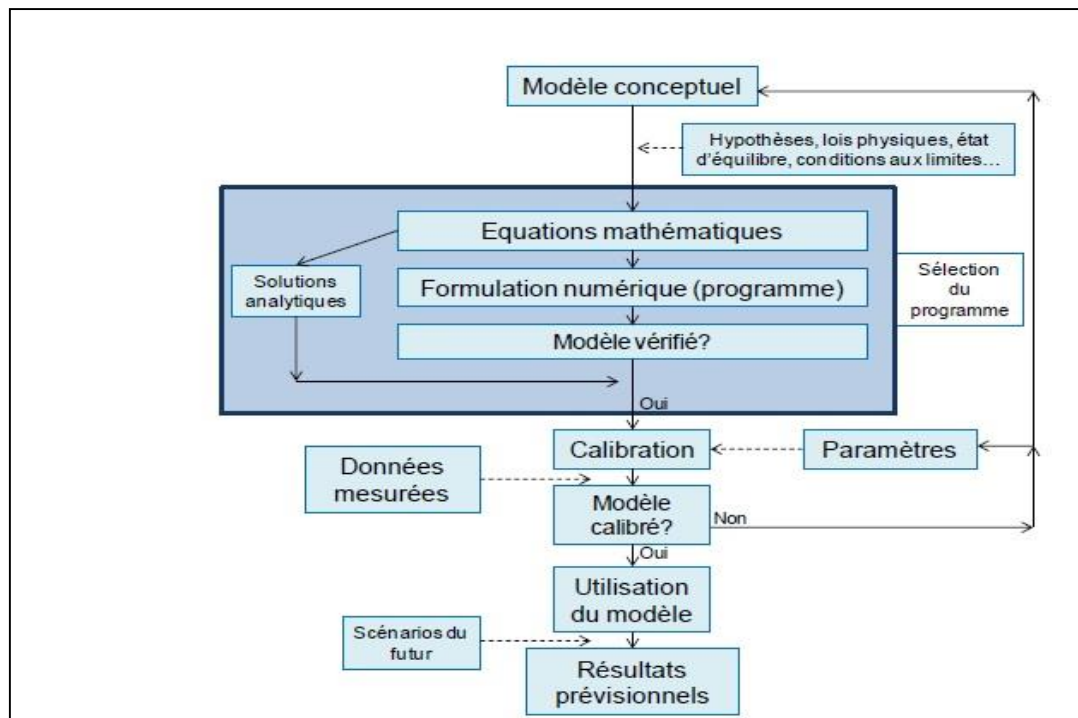


Figure 2. Etape de la modélisation hydrogéologique (Dassargues, 2011)

➤ Difficultés rencontrées en modélisation régionale

Comme vu dans la section précédente, la construction, la calibration et la validation d'un modèle hydrogéologique nécessitent un large set de données. Quand une modélisation hydrogéologique à l'échelle régionale est développée, les scientifiques se heurtent souvent à cette difficulté. En principe, les paramètres hydrogéologiques peuvent être mesurés mais, en pratique, les enquêtes sur le terrain ne sont pas facilement réalisables à cette échelle de travail et les données obtenues à une échelle locale ne peuvent pas toujours être considérées à l'échelle régionale (Orban et al., 2010). En effet, la zone à modéliser est souvent caractérisée par une grande variété de contextes géologiques et hydrogéologiques (Lorenzini et al., s.d.). En général, ce sont les formations aquifères productives qui sont généralement mieux connues que les formations moins productives et les aquicludes. De plus, la calibration du modèle pose quelques problèmes au vu de la représentativité des points de références et la résolution numérique (un piézomètre de référence ne se trouve pas systématiquement sur un nœud). Aussi, la grande quantité de données requiert une phase de gestion relativement longue et fastidieuse (Carrière, 2010). Les temps de calculs peuvent être longs, d'autant plus que la zone étudiée et la résolution sont grandes, et les approches numériques classiques peuvent être sujettes à des instabilités (Orban et al., 2005). Enfin, des difficultés sont rencontrées pour décrire les processus à l'échelle

régionale, au niveau des concepts mathématiques et numériques à considérer pour résoudre ces problèmes (Lorenzini et al., s.d.).

1.3. Recharge et modélisation

La recharge désigne le flux d'eau descendant atteignant le niveau piézométrique, formant une addition au réservoir souterrain (de Vries et Simmers, 2002). La recharge d'une nappe est principalement approvisionnée par les précipitations, mais aussi le réseau hydrographique. Elle constitue une donnée d'entrée indispensable à l'application d'un modèle hydrogéologique d'écoulement ou de transport. A l'échelle locale, la variabilité spatiale de la recharge peut ne pas être prise en compte pour la modélisation des écoulements mais est cruciale pour le transport de soluté (Scanlon *et al.*, 2002). En effet, les zones de recharge importantes sont plus exposées aux contaminations. A l'échelle régionale, les paramètres régissant la recharge dépendent de l'espace et la prise en compte de la variabilité spatiale de la recharge est par contre primordiale autant pour la modélisation des écoulements que pour le transport. Etant donné qu'elle dépend d'un grand nombre de facteurs environnementaux (climat, géomorphologie, géologie, etc.), la recharge peut être difficile à estimer. Puisqu'elle est presque impossible à mesurer directement, elle est souvent déterminée par des moyens indirects et la précision du résultat est donc souvent difficile à évaluer (USGS, 2009).

1.3.1. Modèle EPICgrid

Le modèle hydrologique EPICgrid permet la détermination d'une recharge spatialement distribuée au sommet de la nappe. Il a été développé par l'unité d'hydrologie et d'hydraulique agricole de la Faculté Universitaire des Sciences Agronomiques de Gembloux (FUSAGx) en 1999 à partir du modèle EPIC, limité à la zone racinaire et à l'échelle de la parcelle agricole (Dautrebande et Sohier, 2004). Dans le cadre du projet PIRENE (Rorive et Van Wittenberge, 2004), il a été étendu pour pouvoir être appliqué à l'échelle régionale. Le modèle combine une description des relations eau-sol-plantes à l'échelle d'une parcelle et une description discrétisée du bassin versant. Il fonctionne avec des réservoirs « en cascades » et simule un bilan hydrique général à la surface du sol et dans la zone non saturée. Ce modèle n'est pas calibré. Pour chaque maille de résolution de 1 km, il simule les flux d'eau, de soluté, et de particules vers les eaux de surface (ruissellement direct, écoulement hypodermique...) et souterraines. Il n'est donc pas consacré uniquement à la détermination de la recharge et simule les flux uniquement dans le sous-sol non saturé et variablement saturé. Pour chaque cellule d'1 km², les réponses hydrologiques principales sont identifiées grâce à quatre inputs que sont la pédologie, la pente, l'occupation du sol et la météorologie (Sohier *et al.*, 2009). Chaque association de ces quatre

données sont enregistrées. Les outputs de chaque cellule sont des sommes pondérées des associations qu'elle contient. Les flux d'eau et de solutés sont simulés à un niveau « moyen » de la nappe (Orban, 2008), ajustés par rapport aux conditions pédologiques et géologiques (Sohier *et al.*, 2009). Les données utilisées sont de types météorologiques, topographiques, pédologiques, géologiques, agronomiques (taux de croissance des plantes, pratiques culturales dates de semis, etc.).

1.3.2. Modèle WetSpass

1.3.2.1- Généralités

WetSpass est un modèle physiquement basé sur le bilan hydrique développé par Batelaan et De Smedt (2001). WetSpass est l'acronyme de « *Water and Energy Transfer between Soil, Plants and Atmosphere under quasi-Steady State* ». Il constitue une méthode pour estimer maille par maille la moyenne de la variation spatiale de la recharge, du ruissellement et de l'évapotranspiration en régime permanent sur une échelle annuelle ou semestrielle. La première motivation des auteurs était de développer une approche flexible, basée sur les SIG, et prenant en compte directement la variation spatiale des processus via des données digitales (Batelaan et Woldeamlak, 2007). Ensuite, il était nécessaire de distribuer la recharge spatialement pour une meilleure compréhension des systèmes et une calibration optimale des modèles hydrogéologiques. Pour ce faire, WetSpass utilise des moyennes de données climatiques, topographiques, piézométriques, d'occupation du sol et pédologiques. Les paramètres de l'occupation du sol, du ruissellement et de la pédologie sont connectés au modèle à l'aide de tables d'attributs (*.dbf). WetSpass est complètement intégré dans le SIG ArcView (version 3.x) comme un modèle raster. Il peut être utilisé conjointement avec le modèle de simulation des écoulements souterrains Modflow afin de prendre en compte la position des niveaux piézométriques dans l'estimation de la recharge (Batelaan et De Smedt, 2007). Ainsi, la recharge simulée par WetSpass peut servir de donnée d'entrée pour un modèle d'écoulement souterrain et le niveau piézométrique résultant du modèle d'écoulement fait office de donnée d'entrée au modèle WetSpass. Ce couplage permet de converger vers une solution optimale.

1.3.2.2- Utilisations ultérieures du modèle

En 1999, Asefa *et al.*, intègrent le modèle WetSpass dans ARC/INFO et développent une interface, facilitant la préparation des données et la visualisation des outputs. Le modèle WetSpass a ensuite été utilisé sur le bassin de la Grande Nèthe (Belgique) en 2001 et calibré sur base de deux techniques différentes de séparation d'hydrographes appliquées sur 17 stations

limnimétriques (Batelaan et De Smedt, 2001). Le modèle a également été couplé avec un modèle hydrogéologique pour identifier les zones de décharges de nappe et les comparer avec des études de terrain sur des phréatophytes. En 2004, il est utilisé pour effectuer une étude de faisabilité de l'impact de la recharge artificielle à partir d'une station de traitement des eaux à Gaza, Palestine (Aish, 2005). En 2007, la méthodologie WetSpas a été testée en comparant les résultats du modèle avec des valeurs du bilan hydrique trouvées dans la littérature pour des combinaisons typiques d'occupation du sol, pédologie, topographie et conditions météorologiques à Uccle –Bruxelles- (Batelaan et De Smedt, 2007). Le modèle a ensuite été validé en comparant les bilans hydriques de 17 sous-bassins de la Dyle, Démer et Nèthe (Belgique), en liant le débit de base de ces sous-bassins à la recharge modélisée et en comparant les débits mesurés avec les débits issus du modèle hydrogéologique. Pour décrire et analyser les corrélations entre les composants du bilan hydrique et les inputs du modèle, des statistiques ont également été effectués. Batelaan et De Smedt (2007) ont ainsi souligné la nécessité d'une approche distribuée de modélisation. La même année, le modèle est appliqué sur le bassin de la Petite Nèthe pour comprendre l'effet du changement d'occupation du sol sur le système souterrain (Dams *et al.*, 2007). En 2009, la méthodologie a été appliquée dans un bassin versant en Ethiopie afin de simuler une recharge spatialement distribuée sur le long terme (Tilahun et Merkel, 2009). Le modèle a également été appliqué à l'échelle du continent Africain dans le cadre d'un mémoire (Ateawung, 2010) et sur un bassin versant en Inde (Jenifa Latha *et al.*, 2010).

En 2017 la méthodologie a été appliquée pour quantifier la recharge des eaux souterraines de l'aquifère multicouche de Takelsa (Tunisie). La recharge des eaux souterraines est évaluée à l'aide de WetSpas, les résultats simulés sont donnés de façon saisonnière et annuelle au niveau de la grille. Ces résultats sont ensuite intégrés dans le modèle de simulation d'écoulement des eaux souterraines Modflow afin de simuler la répartition de la tête hydraulique (Nesrine Ghouili *et al.*, 2017)

Dagnachew Daniel Molla, en 2019 a testé Wetspass pour quantifier les ressources en eau de surface et souterraines peu profondes d'Abaya-Chamo (Ethiopie), et a validé le modèle hydrologique physiquement entièrement distribué WetSpas dans des conditions très limitées de données, dans un environnement complexe à deux lacs.

Chapitre Deuxième :
Présentation générale de la
zone d'étude

2. Présentation de la région

2.1. Contexte géographique

La wilaya de Biskra est située au Sud- Est de l'Algérie. Elle apparaît comme un véritable espace tampon entre le Nord et le Sud. Elle s'étend sur une surface de 21671 km² et dont la ville de Biskra se trouve à une altitude moyenne de 124 m. Elle compte 12 daïras et 33 communes.

La wilaya de Biskra est limitée par (**Figure 3**) :

- ✓ **Au Nord** : Wilaya de Batna et M'Sila ;
- ✓ **Au Sud** : Wilaya de Ouargla et El-Oued ;
- ✓ **A l'Est** : Wilaya de Khenchela ;
- ✓ **A l'Ouest** : Wilaya de Djelfa

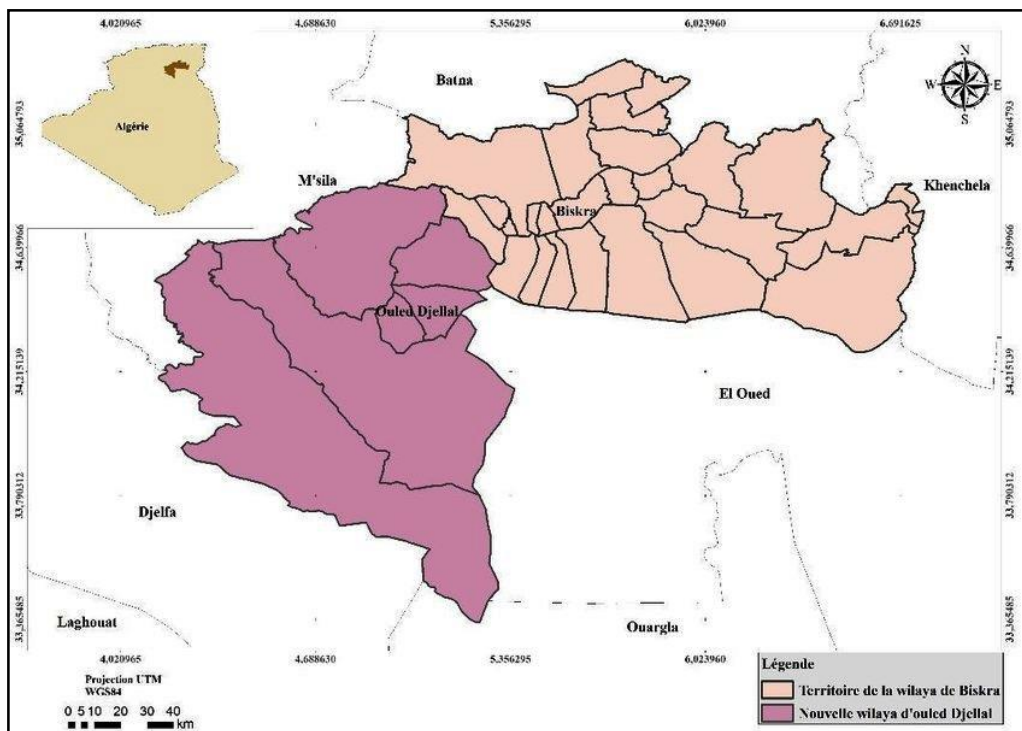


Figure 3 : Situation géographique et découpage de la wilaya de Biskra (Algérie)

- **Relief**

La région de Biskra dans sa majeure partie est constituée par la grande dépression septentrionale saharienne. Celle-ci est entourée au Nord, Nord-Est et au Nord-Ouest par les derniers versants de l'Atlas saharien, dont les monts du ZAB dominent la région, d'orientation Sud-Ouest et Nord-Est. La morphologie de cette région est cependant marquée par trois unités morphologiques principales : les montagnes, les piémonts et les plaines (**Figure 4**) (Aidaoui, 1994). :

- Les zones montagneuses du Nord, soit 13% du territoire de la wilaya (Djebel Taktiout, 1942 m) ;
- Les zones de plateaux de l'Ouest et du Sud/Ouest (Ouled Djellal - Sidi Khaled) ;
- Différentes zones de plaines (El Outaya, Tolga, Sidi Okba, Zeribet El Oued) ;
- Une zone de dépression (Chott Melghir au Sud d'El Haouch).

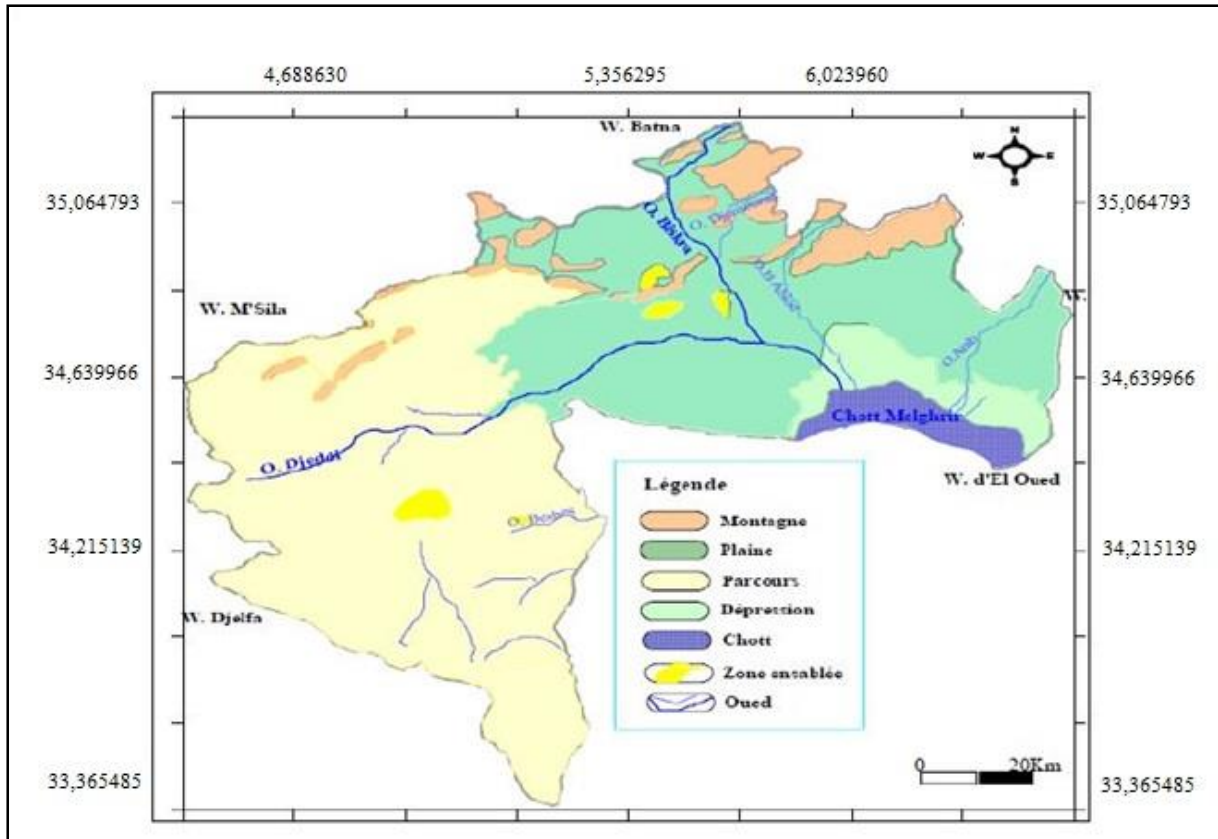


Figure 4 : Carte de milieu physique de la wilaya de Biskra (A.N.A.T., 2013)

2.2. Le réseau hydrographique

Le bassin hydrographique, ou bassin versant est l'unité ou le cadre de toute étude hydrologique. Les limites d'un bassin sont formées par les lignes de partage des eaux ; qui le séparent des bassins adjacents. Elles sont facilement repérables dans les régions où le relief est bien marqué, il n'en est pas de même dans les régions très plates, où les eaux divaguent dans celles où les écoulements temporaires se perdent dans les sables ou dans les cuvettes désertiques (Megueni-Tani, 2013).

La wilaya de Biskra est traversée par plusieurs oueds qui constituent un réseau hydrographique simple qui ne fonctionne qu'en hivers ou pendant les pluies exceptionnelles. Ces Oueds prennent naissance dans le massif des Aurès. Leur importance dépend des bassins versants

qu'ils drainent.

Divers oueds et cours d'eau temporaires à écoulement principal sillonnent la région et se déversent dans la dépression du Chott Melghir. Les plus importants sont Oued Djedi, Oued Biskra, Oued El-Arab et Oued El-Abiod (Bouammar, 2010).

L'ensemble des Oueds (figure 5) parcourant la région fait partie du grand bassin versant Saharien du Chott Melghir.

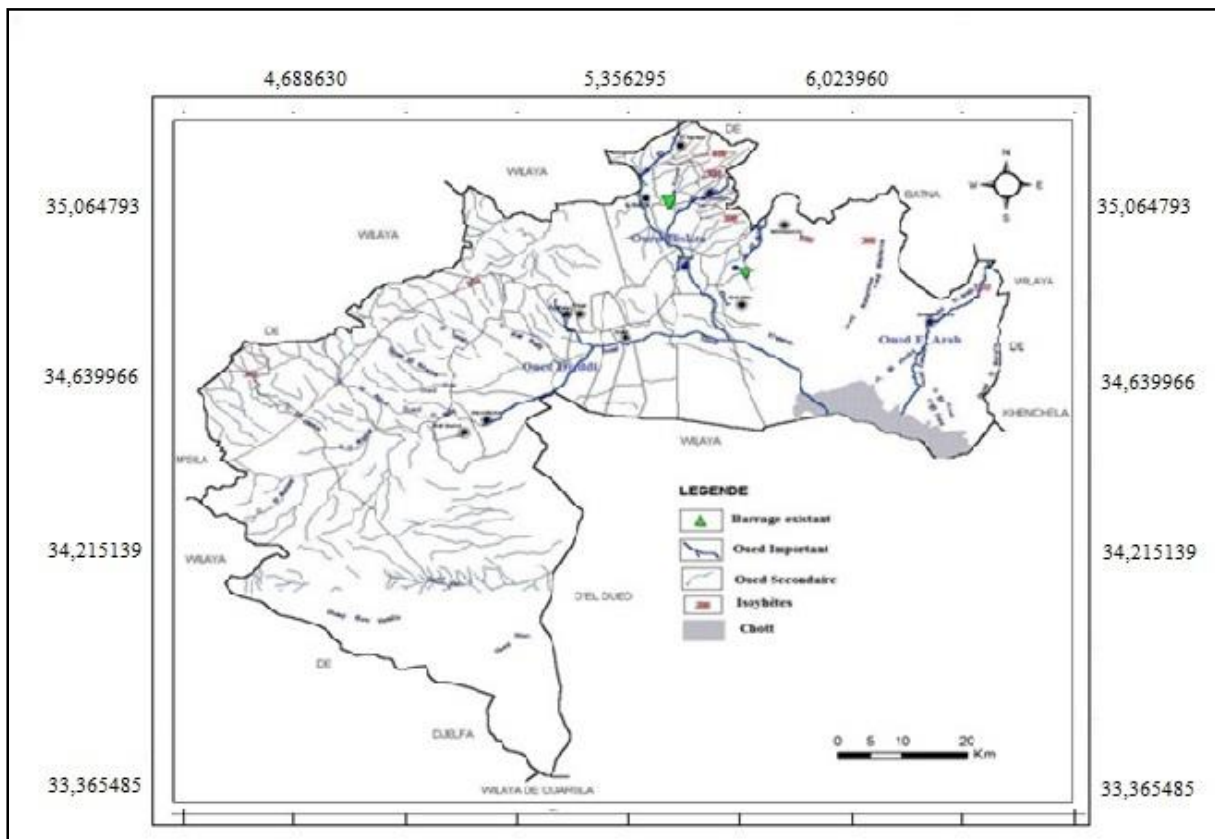


Figure 5 : Carte du réseau hydrographique de la wilaya de Biskra (A.N.A.T., 2013)

- ❖ L'Oued Djeddi (l'oued le plus important du bassin), présente l'axe de drainage d'un bassin versant de 9130 Km²; il constitue un collecteur des eaux de ruissellement d'une superficie importante du flanc Sud de l'Atlas Saharien ;
- ❖ Oued Biskra, son réseau hydrographique est constitué par un grand nombre d'affluents qui collectent les eaux de ruissellement du Sud-Ouest de l'Aurès. Cet Oued a formé une vallée alluviale qui recèle une importante nappe d'inféro-flux actuellement exploitée ;
- ❖ L'Oued El Arab prend sa source des monts qui constituent la partie orientale des Aurès et se jette dans la zone dépressionnaire du chott Melghir (ANRH,2008)

2.3. Pédologie

Le sol compose un élément important des biotopes terrestres. Sa composition chimique et biologique, est très déterminante pour la distribution de la flore et la faune. Khachai (2001), Ammari et Meziani (2008) ont défini plusieurs groupes (Figure 6) de sols réparties comme suit:

- les régions Sud, sont surtout caractérisés par les accumulations salées, gypseuses et calcaires;
- les régions Est, sont définies par les sols alluvionnaires et les sols argileux fertiles;
- Les zones de Nord (ou zone de montagne) sont le siège de la formation des sols peu-évolués et peu fertiles.

La plaine du Nord-Ouest, est dominée par des sols argileux-sodiques et elle est alimentée en permanence par des eaux fortement minéralisées. Les sols de la région de Biskra, sont pauvres en éléments nutritifs, leur pH est alcalin ($>7,5$), leur taux de calcaire et leur perméabilité sont élevés. Leur faible teneur en argile, leur confère une faible capacité d'échange cationique (Daoud & Halitim, 1994).

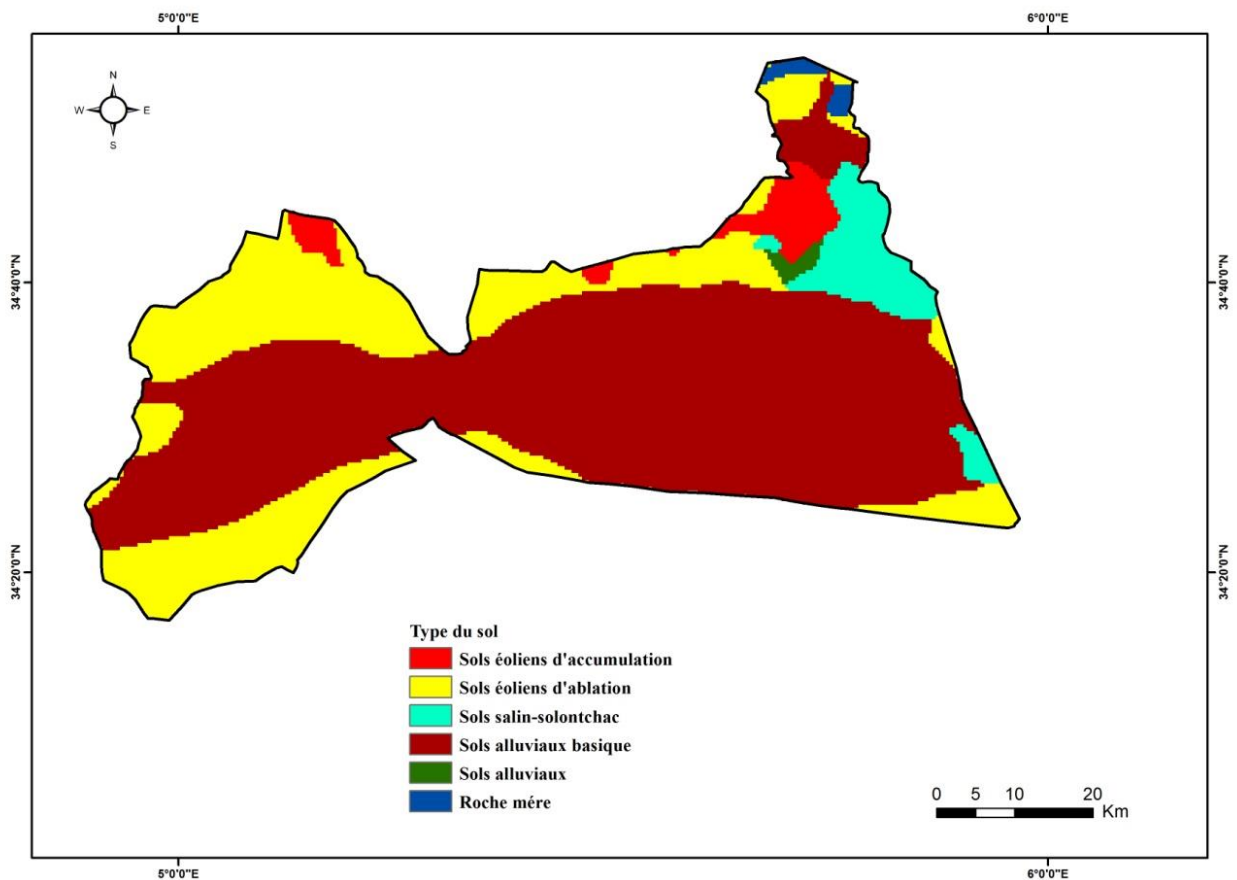


Figure 6 : Carte des sols de la région d'étude (Extrait de la carte des sols d'Algérie, 1938)

2.4. Aspect socio-économique

L'aspect socioéconomique de la wilaya de Biskra est décrit dans cette partie, pour une meilleure connaissance sur les activités pratiquées dans la wilaya. L'agriculture occupe la grande partie avec 44% (571 888 employés), puis l'administration autour de 14 %, l'industrie est représentée uniquement par 7 %. Les autres secteurs sont relativement faibles comme le commerce et le transport et le secteur des services. On va cibler uniquement les secteurs consommateurs d'eau notamment l'agriculture comme premier consommateur, l'industrie et le tourisme (SOGREAH, 2009).

2.4.1. Contexte Agricole

La wilaya de Biskra dispose d'une superficie agricole utile de 174 132 ha (étude d'inventaire PMH 2008), ce qui représente 8.1% de la superficie totale de la wilaya. La PMH couvre une superficie de **104 079** ha en 2014. L'agriculture constitue l'activité principale de la wilaya de Biskra.

Les cultures irriguées sont dominées par les palmiers avec 42% de la superficie irriguée. Le mode d'irrigation le plus pratiqué est l'irrigation gravitaire qui prédomine dans toutes les régions (51% sur l'ensemble de la wilaya).

Les terres agricoles de la wilaya de Biskra sont principalement irriguées à partir d'eaux souterraines, 95% des superficies irriguées à partir de forages et puits.

Il existe un GPI sur la wilaya de Biskra, il s'agit de du périmètre de M'Kimnet à El Outaya, ayant une superficie globale de 1 137 ha. Ce périmètre est géré par l'ONID. La ressource en eau provient du barrage Fontaines des Gazelles. Un second barrage de Foum El Gharza irrigue la palmeraie de Sidi Okba. Cependant ce périmètre n'est pas géré par l'ONID contrairement au premier, il est donc considéré comme faisant partie de la PMH (SOGREAH, 2009).

L'agriculture est observée sur 184473 ha avec une très grande variété de cultures, Les principaux systèmes de cultures pratiquées sont :

- ✓ Arboriculture : petites élevages ;
- ✓ Phoeniciculture, Maraîchage, céréaliculture, cultures Industrielles ;
- ✓ Elevage ovin.

2.4.2. Contexte Industriel

Le tissu industriel est relativement faible dans l'ensemble des communes de la wilaya, sauf le chef-lieu de la wilaya qui dispose d'une industrie relativement importante. Le type de l'industrie pratiquée à travers le territoire de la région de Biskra varie entre matériaux de construction et produits alimentaires.

L'alimentation en eau industrielle se fait essentiellement à partir des forages appartenant à de l'institution elle-même, tandis que certaines unités sont connectées seulement au réseau public, d'autres industries bénéficient d'une alimentation mixte (réseau AEP et forages). Les volumes d'eau affectés à l'industrie sont relativement faibles.

L'ensemble des rejets industriels se jette directement dans les oueds et leurs affluents drainant la région sans aucun processus de traitement et qui présente un risque de pollution pour les eaux de surface et les eaux souterraines à faible profondeur (DEMRH, 2013).

2.4.3. Le tourisme

Le potentiel touristique est important, des zones de montagne, canyon, des ruines islamiques et des sources thermales. L'activité touristique représente l'une de source important de la wilaya.

2.5. Contexte climatique

2.5.1. Précipitations

La précipitation constitue un facteur écologique d'importance fondamentale. Les pluies de la station de Biskra sont faibles et irrégulières, Pour la période 2009-2018, le mois d'Octobre est le mois le plus pluvieux avec une moyenne de 27,9 mm, par contre Juillet est le mois le plus sec avec une pluviométrie de 0,7 mm (**Figure 7**).

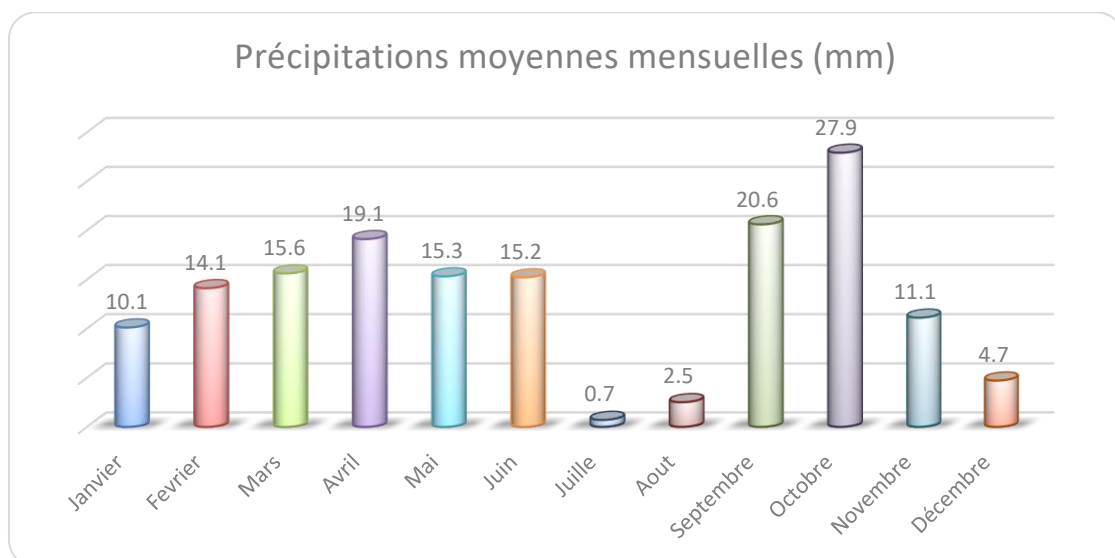


Figure 7 : Précipitations moyennes mensuelles (mm) enregistrées dans la région de Biskra durant la période 2009-2018

2.5.2. Température

L'étude des températures pour la période (2009-2018) mentionnées sur le tableau 1 montre que les moyennes mensuelles des températures sont supérieures à 20°C d'avril à Octobre. La moyenne mensuelle la plus élevée est enregistrée en juillet (35,0°C) et la plus faible en janvier (12,7°C) ; tandis que le mois de janvier est le plus frais. La moyenne des températures maximales varie de 18°C au mois de janvier à 41,6°C au mois de juillet. La moyenne des températures minimales varie de 7,25°C (janvier) à 28,37°C (juillet).

Tableau 1. Températures moyennes mensuelles des minima, maxima et des moyennes pour la région de Biskra enregistrées durant la période 2009-2019.

Périodes 2009- 2018	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Aout	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
T M	18	18.7	23.2	27.7	32.54	37.7	41.6	39.99	35.2	30.0	23.0	18.5
T m	7.25	9.9	11.5	15.3	19.74	24.52	28.37	27.58	23.7	18.3	15.3	9.8
T moy	12.7	13.2	17.4	20.9	26.13	31.1	35.0	33.8	29.1	24.2	17.6	13.1

(Station météorologique de l'aéroport de Biskra)

- ❖ Tm : températures minima,
- ❖ TM : température maxima, Tmoy : température moyenne

2.5.3. L'ensoleillement

D'après les données climatiques actuelles de l'ONM période 2009/2019, le nombre moyen d'heures d'ensoleillement varie de 214 h/mois en Décembre à 356 au mois de Juillet. Pendant la période estivale (Juin-Août), la région de Biskra reçoit plus de 100 heures par mois.

2.5.4. Le vent

Pour la période de 2009-2018, les vents enregistrés à la station de Biskra ont une direction générale Nord-Ouest / Sud-Est. Pendant le printemps et l'été, les vents de sable sont les plus fréquents. D'après la figure 8, la vitesse moyenne maximale du vent a été enregistrée au mois de Juin avec 6,8 m/s et la vitesse minimale est de 2,9 m/s au mois de Décembre.

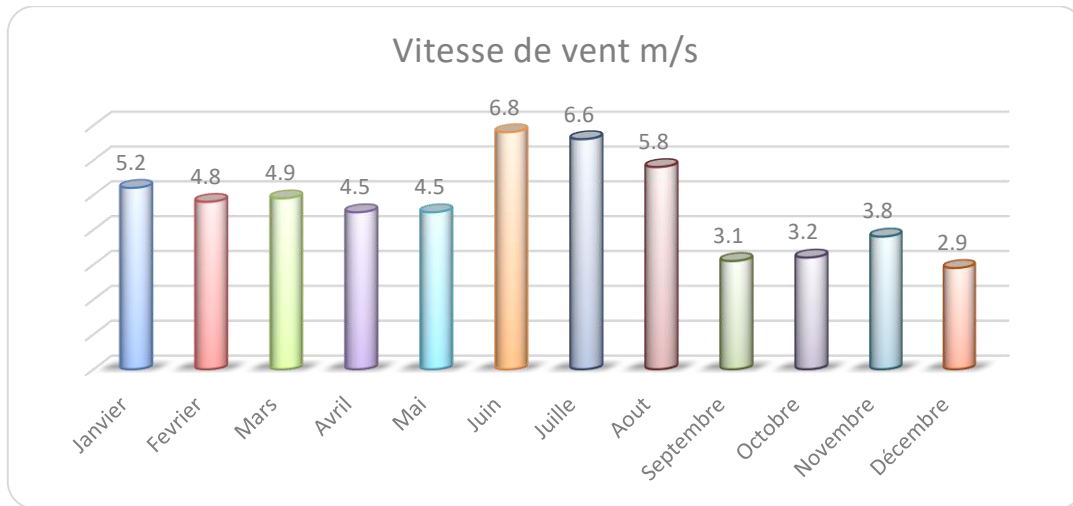


Figure 8 : Histogramme des vitesses du vent (période 2009 – 2018) (Station météorologique de l'aéroport de Biskra)

2.6. Contexte géologique

La région de Biskra est une zone de transition structurale et sédimentaire, le Nord est dominé par la structure montagneuse, tandis que le Sud effondré, fait partie du Sahara Septentrional. Le passage entre ces deux domaines différents est caractérisé par la présence d'une formation appelée "accident sud atlasique" composée d'un ensemble de flexures, de plis-failles et de failles d'orientation Est Ouest (Sedrati, 2011).

Les formations géologiques sont d'origine sédimentaire de nature carbonatées. Les affleurements rocheux constituent les principaux reliefs de la wilaya, en l'occurrence les montagnes, situées à la limite Nord, sont des sédiments en grande majorité datant du Mésozoïque ; les grandes plaines du centre sont des sédiments du Quaternaire alors que les plateaux sont en grande partie composés de formations datant du Cénozoïque.

La région de Sidi Okba est située au Nord du Bas-Sahara, les Ziban sont donc des oasis de piémont, au pied des montagnes (Mons du Zab et l'Aurès) ; c'est une région de plaine et de cône-glacis. Les glacis plongent doucement sous une plaine alluviale, qui résulte de la conjugaison des cônes comme ceux des oueds de l'Aurès (Aidaoui, 1994).

Au pied des Aurès de larges affleurements des calcaires sénoniens et éocènes sont plus ou moins relevés par l'accident atlasique, alors que dans le Zab Chergui, ces calcaires s'enfoncent trop rapidement (Figure 9) pour maintenir une nappe utilisable (Dubost, 2002).

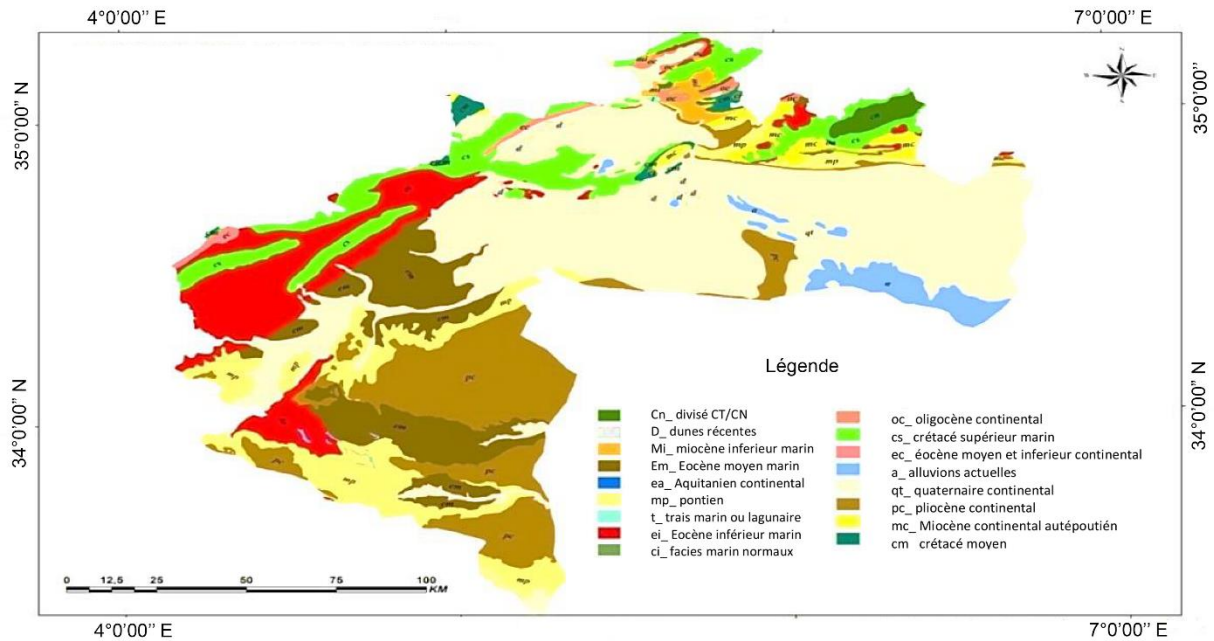


Figure 9 : Carte géologique de la wilaya de Biskra (Dubost,2002)

2.6.1. Description litho-stratigraphique

La région de Biskra était le sujet de plusieurs études descriptives détaillées par Laffitte (1939), Busson (1970) et Guiraud (1970, 1990). Du point de vue lithologique, les principales roches et sédiments qui composent le sous-sol de la région sont des alluvions argilo-sableuses, des calcaires, des dolomies, des marnes, des argiles, des sables, des grès et des sels sédimentaires de chott ou de sel diapirique (DEMRH, 1980). Selon Chebbah (2007), la série lithostratigraphique repérée dans la région de Biskra en allant du plus récent vers le plus ancien est distinguée par trois zones (Figure 10) :

Zone Est (Cénozoïque, Mio-pliocène, Pontien, Maestrichtien) ;

Zone Nord (Cénozoïque, Mio-pliocène, Maestrichtien) ;

Zone Ouest (Cénozoïque, Mio-pliocène, Eocène inférieur, Sénonien supérieur, Albo-Barrémien).

2.6.2. Cénozoïque

Ce sont principalement des éboulis et les cailloutis aux pieds des montagnes et sur les pentes des dunes constamment en mouvement et des alluvions sableuses et caillouteuses dans les lits actuels des oueds. Il est caractérisé par une épaisseur qui peut atteindre 10 m et formée par les produits de l'érosion des dépôts pliocènes et post pliocènes ainsi que par un alluvionnement important dans les grandes plaines.

- **Pliocène**

Il est représenté par des poudings, des bancs de grès et d'argiles sableuses à proximité des massifs (Chetma, Chaïba et Ouled Djellal) passant à des couches rouges sableuses et gypseuses dans la plaine. Aussi il est représenté par la croûte calcaire- gypseuse englobant souvent des masses des poudings, des sables et des graviers dans le sud de l'Oued Djedi.

- **Miocène**

Le miocène supérieur continental (Pontien) est formé d'argile, de marnes versicolores, de sables et de graviers. L'épaisseur du Mio-Pliocène est d'environ 250 m.

- **Eocène**

L'éocène affleure largement de l'Est vers l'Ouest entre le Sud de Bordj Chaiba et le Nord de Lichana avec une épaisseur d'environ 250 m.

L'Eocène moyen est un dépôt exclusivement lagunaire représenté par des argiles ; du gypse en couches épaisses d'anhydrites et des calcaires dolomitiques. Il affleure au Sud du djebel Kahila et au sud du djebel El Ksoum. Les couches gypseuses et calcaires sont très développées dans la région d'Ouled Djellel, ou elles forment des niveaux constants d'une extension considérable (rive gauche de l'Oued Djeddi).

L'Eocène inférieur a une puissance qui varie entre 150 et 200 mètres représenté par des calcaires blancs riches en silex noirs, il affleure au nord de Tolga et l'Ouest de Doucen et Ouled Djellel.

2.6.3. Mésozoïque

- **Crétacé Supérieur**

- **Maestrichtien** : Cet étage affleure au Nord de la région. Il est formé de calcaire dolomitique, de marne, d'argile et d'anhydrite. Son épaisseur est de 340 m.

- **Campanien** : Il se retrouve au Nord de la région d'étude. Il est formé d'une alternance de marnes et de calcaires avec une nette dominance des dépôts marneux. L'épaisseur de cet étage est d'environ 200 m.

- **Coniacien-Santonien** : Il est représenté dans la région par des calcaires et des marnes qui affleurent dans les montagnes des Zibans avec une épaisseur de l'ordre de 200 à 400 m.

- **Turonien** : Il est représenté uniformément dans toute la zone montagneuse par un niveau massif de 200 à 300m d'épaisseur composé de calcaires cristallins, de calcaires marneux et de calcaires dolomitiques.

- **Cénomaniens** : ce terrain affleure aux deux extrémités de la région de Biskra à la combe de l'anticlinal du Djebel Bou Rhezel et au Nord Est de Bordj Chaïba. Sa puissance est de 500m de calcaires marneux avec des intercalations marneuses et gypseuses.

- **Crétacé Inférieur**

- **Albien** : Il se présente dans de rares affleurements à Djebel Boughzel et au Nord de Bordj Chaïba. Il est caractérisé en majeure partie par des grès rouges avec des intercalations d'argiles rouges, sa puissance est d'environ 250m.

- **Aptien** : Le seul affleurement de l'Aptien se trouve au Nord de Djebel Chaïba avec une épaisseur de 50 à 60 m, comportant des argiles, des marnes, des anhydrites, des calcaires et des dolomies.

- **Barrémien** : Cette couche affleure uniquement vers Chaïba, elle est constituée par les grès rouges avec quelques intercalations argileuses. Le Barrémien est le plus ancien visible dans la région de Biskra.

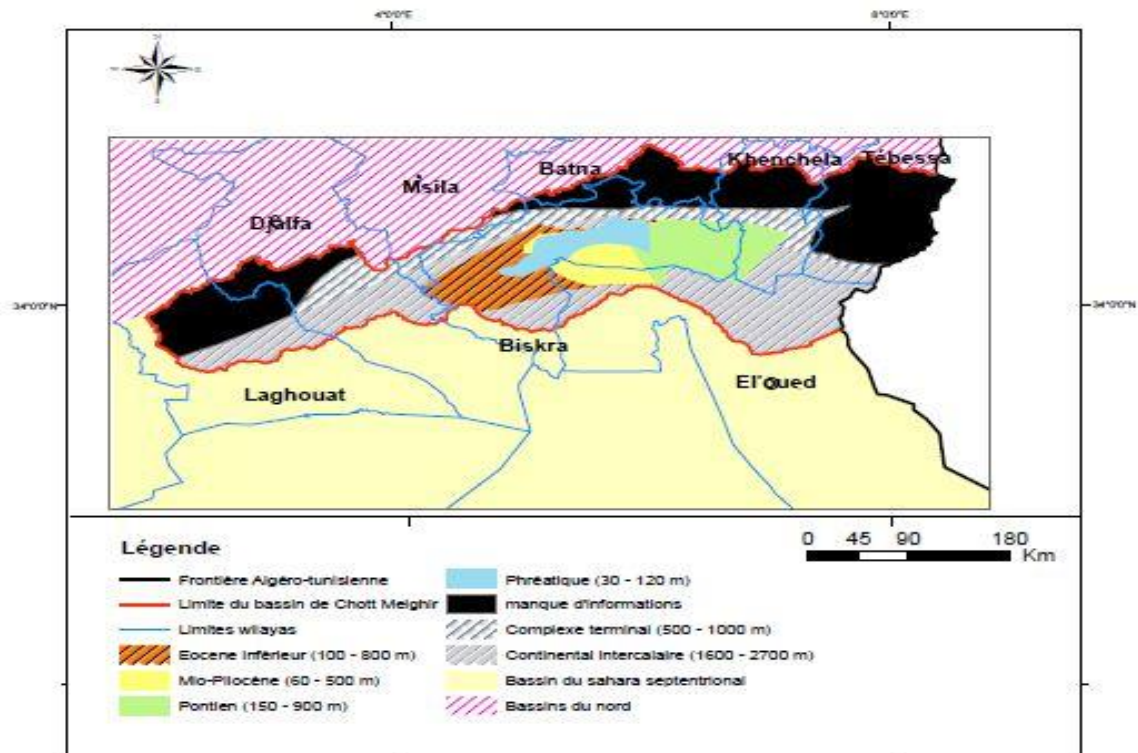


Figure 10. Carte des nappes exploitées dans la wilaya de Biskra (ANRH, 2008)

2.7. Contexte hydrogéologique

Les unités aquifères étudiées ont une grande extension et débordent largement le cadre de la carte hydrogéologique de Biskra (1980), où ces limites ne correspondent pas dans leur ensemble aux limites d'un bassin hydrogéologique. La lithologie et les considérations hydrodynamiques permettent de différencier quatre unités aquifères principales (Figure 11).

- La nappe phréatique du Quaternaire;
- La nappe des sables du Mio-pliocène;
- La nappe des calcaires de l'Eocène inférieur et du Sénonien;
- La nappe des grès du Continental intercalaire.

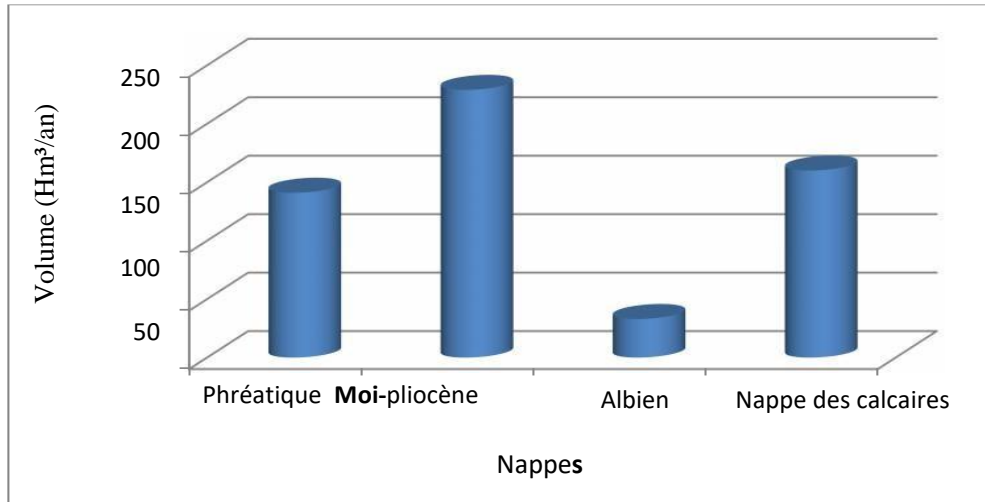


Figure 11: Présentation du volume soutiré par nappe (ANRH, 2011)

2.7.1. Nappe phréatique

C'est une nappe alluviale, mieux connue au niveau des palmeraies de Tolga. Elle se localise dans les accumulations alluvionnaires. Sa profondeur varie de 0 à 10 m ; son réservoir de composition hétérogène est constitué par des matériaux détritiques. Son substratum est formé d'une épaisse formation argileuse du Pliocène ou en discordance sur l'Eocène moyen lagunaire, quand le Mio-Pliocène est absent, comme c'est le cas au niveau de Ouled Djellal et Sidi Khaled (Chabour, 2006). Cette nappe est alimentée par les eaux des précipitations, les infiltrations des oueds et les eaux d'irrigations. Les eaux de cette nappe sont salées ou très salées, elles se classent parmi les faciès chimiques chlorurés alcalines et sulfatées calcio-magnésiennes (Rechachi, 2009).

2.7.1.1. Répartition spatiale des points d'eau captant la nappe

Les points d'eau captant la nappe phréatique (Figure 12) sont largement concentrés au centre de la Wilaya entre les agglomérations de Doucen, Sidi Okba, Ourlal et El Outaya. Cette densité relative en piézomètres à proximité des agglomérations telles que Tolga, Lioua, Biskra ville, est attribuée d'une part aux besoins de satisfaire la demande en alimentation en eau potable et d'autre part à l'activité agricole.

Les autres forages sont dispersés entre l'extrême Ouest et le Nord et sortent de la limite de la Wilaya.

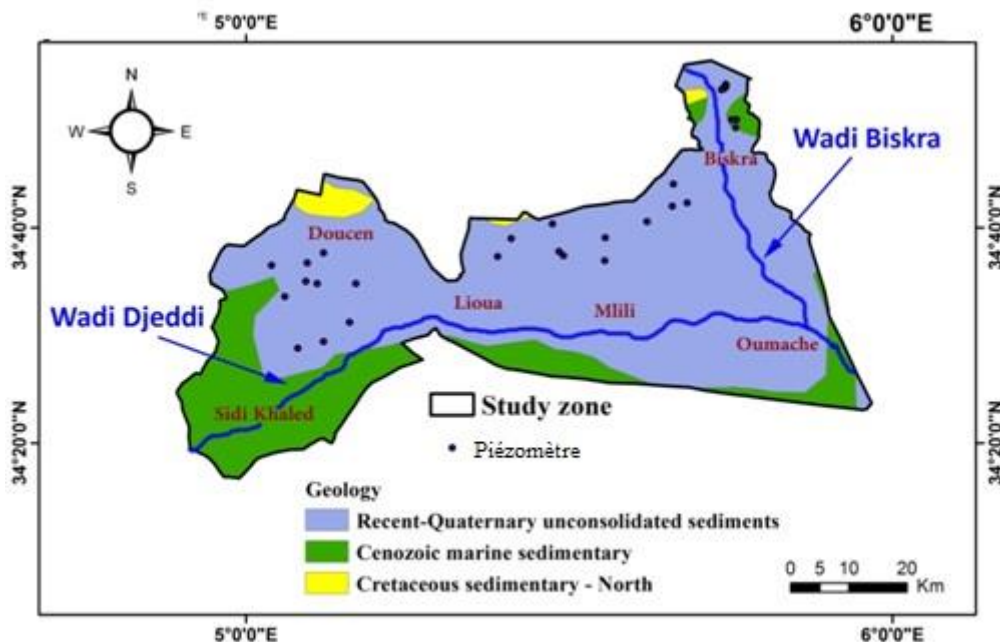


Figure 12 : Carte des points d'eau captant la nappe phréatique

Selon la carte piézométrique (ANRH,1980), montre les directions de l'écoulement dans l'aquifère (Fig.13). Le sens d'écoulement de cet aquifère suit le parcours des oueds notamment oued Biskra et oued Djeddi. Les deux oueds ainsi que le sens d'écoulement de la nappe convergent vers la zone de Chott Melghir sud Est de la wilaya de Biskra. Il faut signaler que l'écoulement des eaux souterraines présente une certaine convergence.

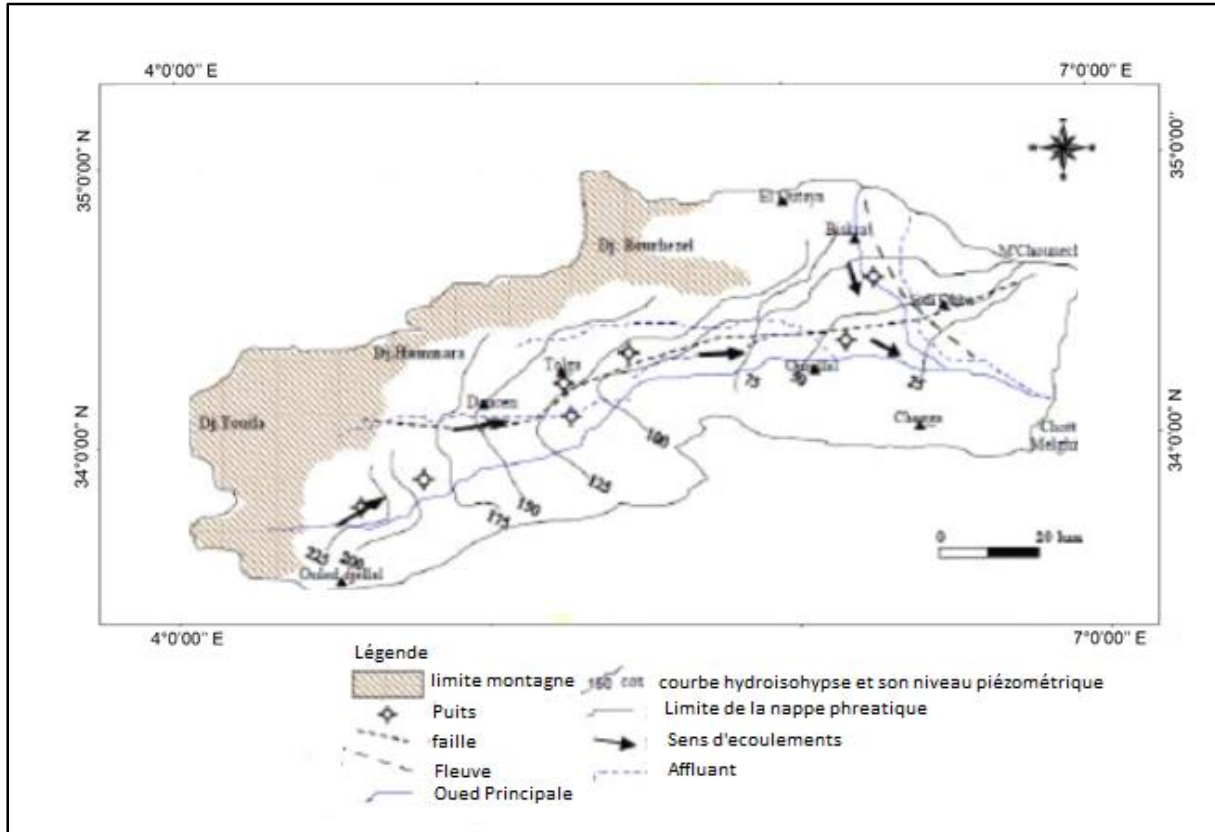


Figure 13 : Carte piézométrique de la nappe du quaternaire de Biskra (ANRH, 1980)

2.7.2. Nappe des sables du Mio-pliocène

Elle a une extension considérable, elle couvre une grande superficie de la wilaya de Biskra avec une profondeur qui varie de 100m à 300m et un débit moyen de 15 l/s (ANRH, 2009). Elle est captée par de nombreux forages dans la partie Est de la Wilaya et surtout dans la zone de M'Zirâa et Sidi Okba.

Cette nappe contient plusieurs niveaux aquifères de composition hétérogène ; des graviers et des sables dans une matrice argileuse. En profondeur, la formation devient à prédominance argilo-sableuses et repose sur une formation imperméable composée de marnes à gypse et d'anhydrite de l'Eocène moyen, ce qui implique qu'il n'y a pas infiltration des eaux de cet aquifère vers l'aquifère inférieur puisque leur nature lithologique freine toute circulation, mais il faut noter que près des bordures des monts des Ziban, les argiles sableuses sont en contact avec les calcaires de l'Eocène inférieure et les échanges entre les aquifères de sables et

de calcaires fissurés, notamment là où l'épaisseur d'argile est faible, peut être possible (Rechachi, 2009).

D'après la notice explicative de la carte hydrogéologique de Biskra (1980), la nappe des sables est couverte d'un dépôt alluvionnaire peu épais ou d'une couche sablo- gypseuse du Quaternaire. La direction principale d'écoulement converge vers la région du Chott Melghir.

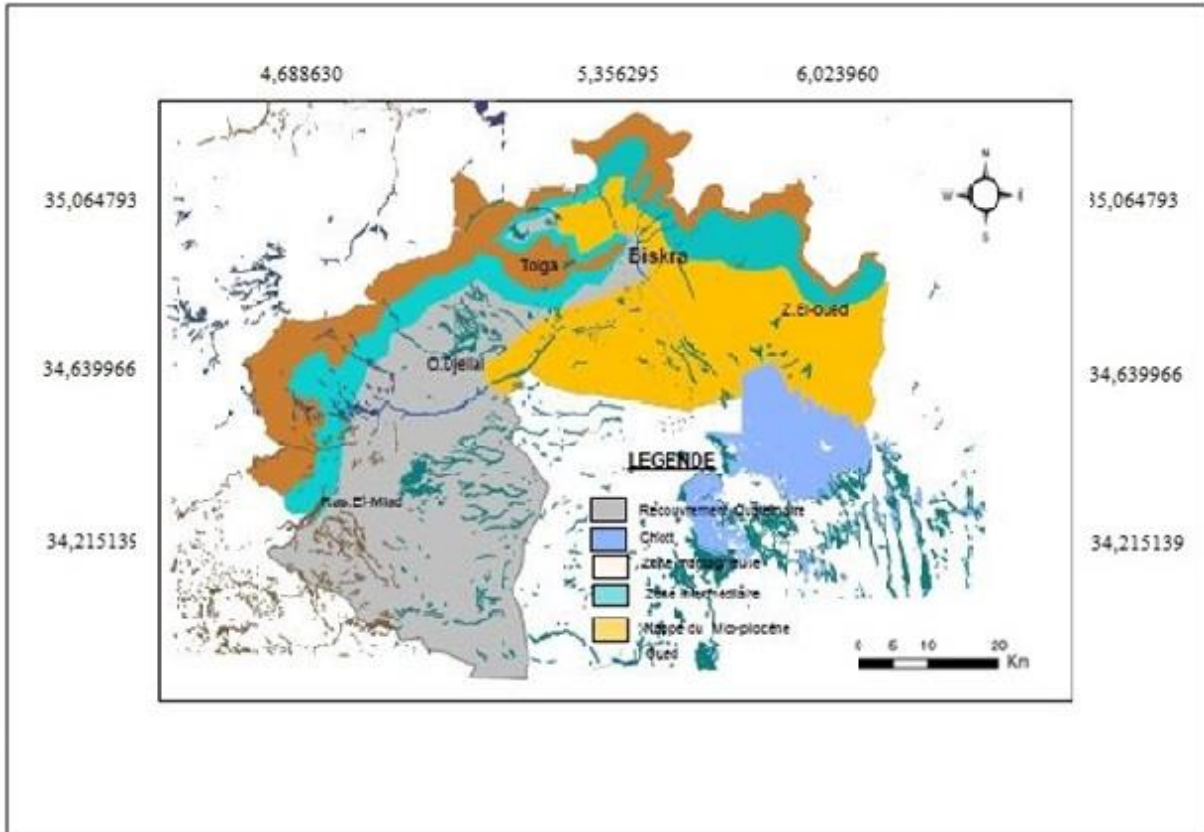


Figure 14 : Carte de la nappe du Mio-Pliocène (ANRH, 2009)

La carte piézométrique établie par l'ABHS, (2012) indique le sens d'écoulement du Nord Ouest - Sud Est vers la zone des chotts (Fig. 15). Les Oued Biskra et Oued Djeddi sont les principales zones d'alimentation de la nappe. La côte piézométrique la plus haute est de 180 mètres au Nord Est et elle atteint moins de 40 mètres en aval (chott Melghrir). La pente des isopièzes est de direction Nord et des ombilics creusés dans la zone de chott, ce qui explique que ce chott (Melghrir) joue le rôle d'exutoire pour toutes les eaux captives de la région.

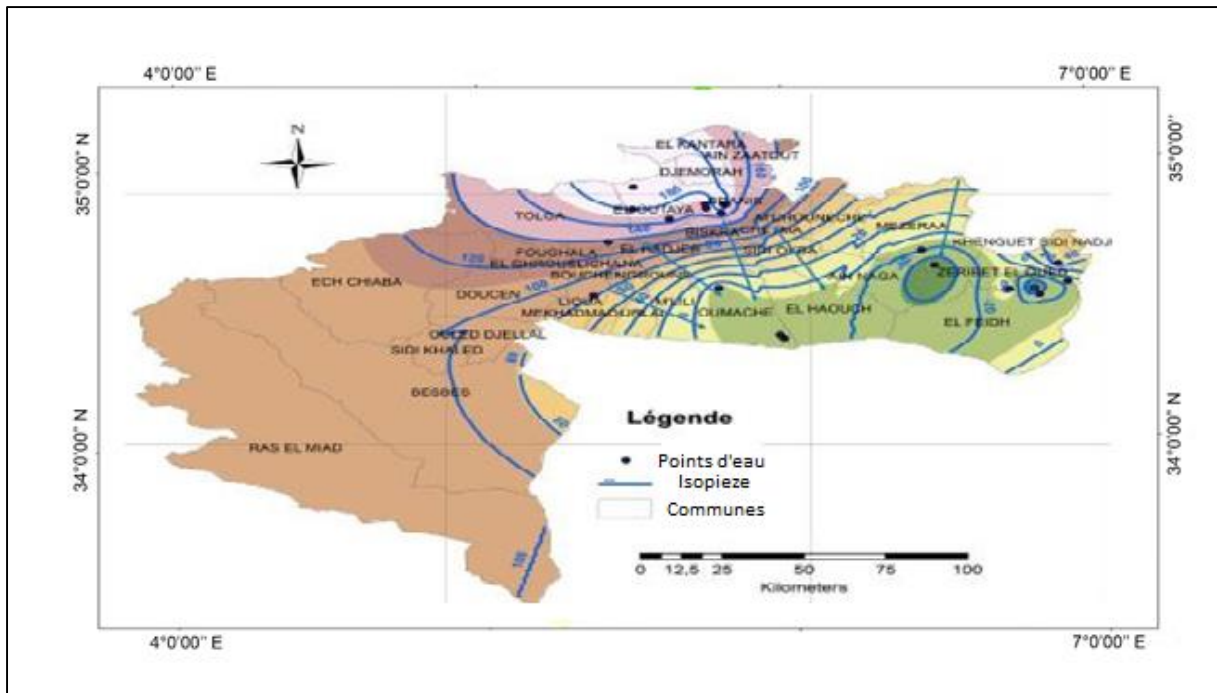


Figure 15 : Carte piézométrique de la nappe du Mio-Pliocène (ABHS, 2012)

2.7.3. Nappe des calcaires (CT)

Cette nappe englobe plusieurs niveaux aquifères de calcaire de l'Eocène moyen au Sénonien supérieur. La profondeur varie d'une dizaine de mètres à plusieurs centaines de mètres. Elle est localisée en grande partie dans la région de Biskra. Elle est plus exploitée à l'Ouest qu'à l'Est de Biskra à cause des faibles profondeurs relatives de captage (Fig.16). A l'Ouest, la profondeur varie de 30 à plus que 200 m alors qu'à l'Est, la profondeur dépasse les 400 m. Cette nappe recèle d'importantes réserves qui sont liées d'une part aux faciès et à l'état de fissuration de la roche, et d'autre part à sa recharge souterraine à partir de l'Atlas saharien. Son toit est constitué par des formations argilo-sableuses du Mio-pliocène au nord et des marnes à gypses de l'Eocène moyen au Sud contribuant à sa mise en charge.

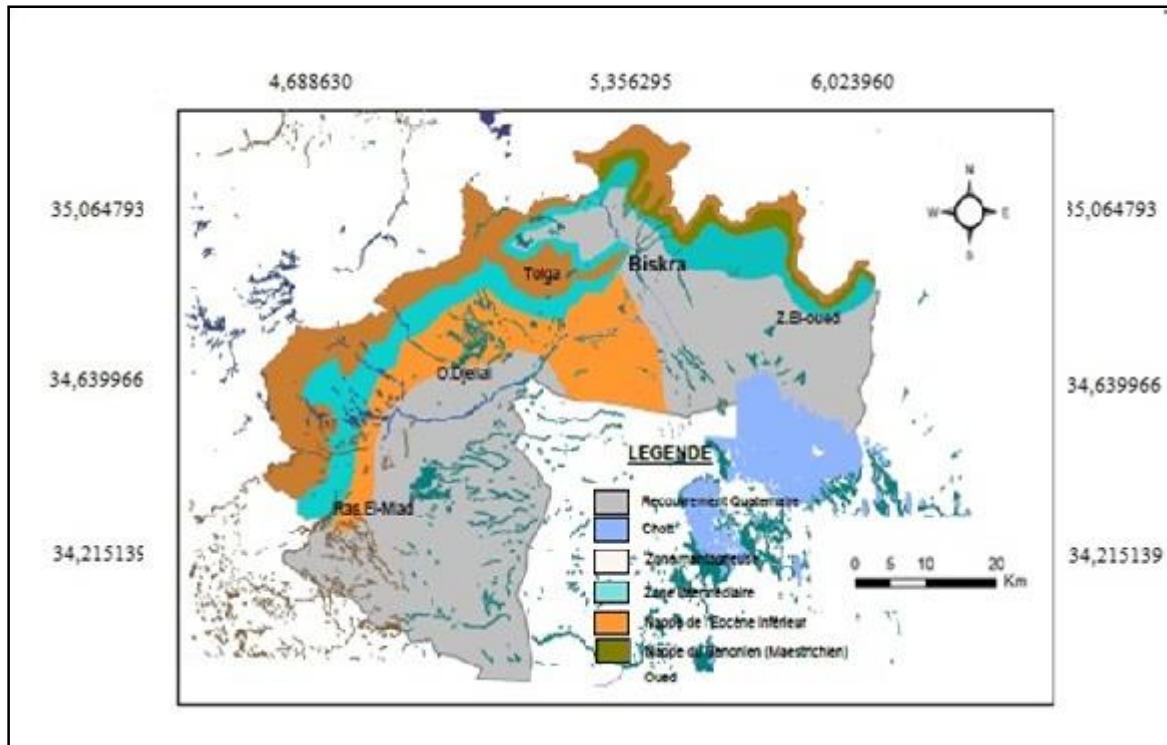


Figure 16 : Carte de la nappe des calcaires (ANRH, 2009)

2.7.3.1. Nappe de l'Eocène (CT)

Cette nappe est constituée essentiellement de calcaires fissurés d'âge Eocène inférieur. Elle est la plus sollicitée dans les palmeraies des Zibans, où elle est appelée « Nappe de Tolga ». La profondeur de cette nappe varie de 100 m dans la zone de Tolga à 500 m dans la zone de Lioua.

2.7.3.2. Nappe du Sénonien (CT)

Il s'agit d'une sédimentation marno-calcaire à lumachelles. La série marneuse est souvent gypseuse. A Ouled Djellal, le Sénonien inférieur est composé de calcaires gris ou blancs alternant régulièrement avec des marnes grisâtres parfois gypseuses.

Selon la carte piézométrique (ANRH, 2012) de la nappe des calcaires, cet aquifère est alimenté à partir de la zone montagneuse située au Nord de l'axe Tolga-Ouled Djellal (Fig.17).

Les écoulements convergent vers la grande dépression qui s'étend de Foughala à Bouchagroun, caractérisant une exploitation intense, générée par un nombre important de puits et des forages en exploitation dans cette zone. L'intense exploitation dans la zone de Tolga a provoqué l'infléchissement des courbes isopièzes, mettant en évidence une exploitation intense de la nappe.

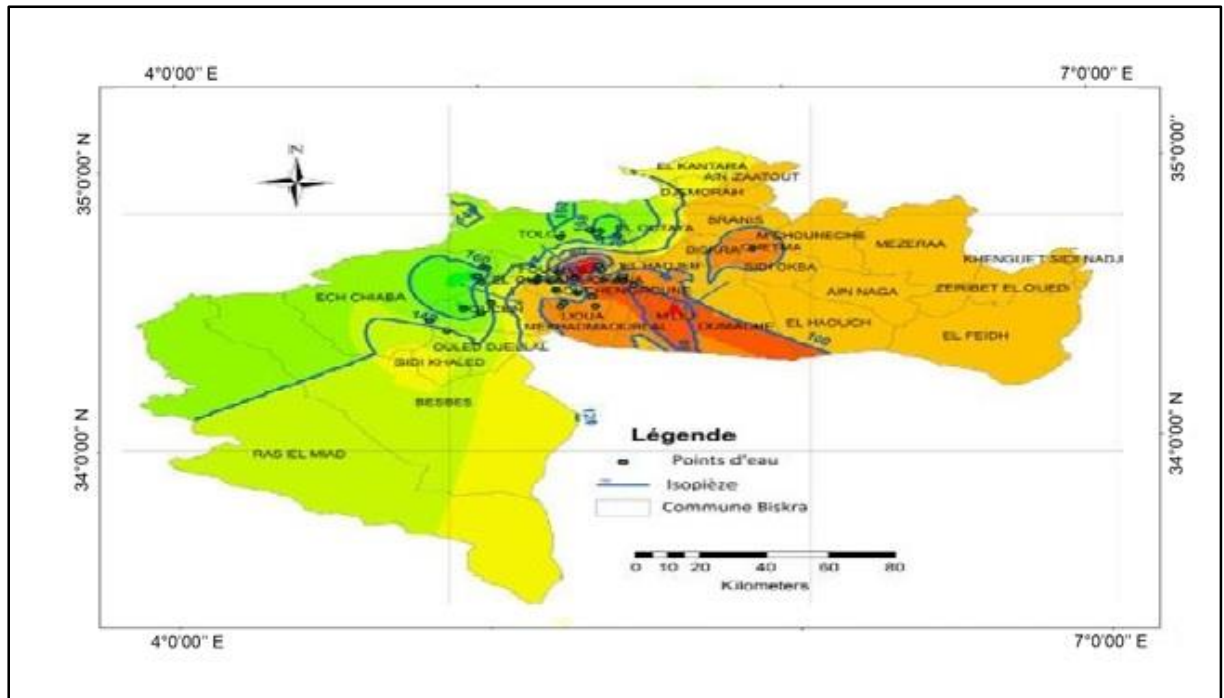


Figure 17: Carte piézométrique de la nappe des calcaires (ABHS, 2012)

2.7.4. Nappe des calcaires du Turonien (CT)

Cette nappe est constituée essentiellement des calcaires cristallins, calcaires marneux et des calcaires dolomitiques d'âge Turonien, elle est très homogène de part et d'autre de la flexure sud atlasique. Elle est située au Nord de la wilaya de Biskra à une profondeur comprise entre 900 et 1200m. D'une bonne qualité chimique d'eau, cet aquifère est très faiblement exploité.

2.7.5. Nappe du Continental Intercalaire (CI)

C'est une nappe qui est partagée entre trois pays maghrébins : l'Algérie, la Tunisie et la Libye. La partie algérienne du continental intercalaire couvre 600 000 Km² (Fig. 18). Elle stocke un volume d'eau considérable, estimé à 50 000 milliards m³ environ.

Située à plus de 2100 m de profondeur dans la région de Biskra, cette nappe est plus connue sous la dénomination d' « Albien », nom de l'étage géologique qui renferme la couche aquifère supérieure du « Continental Intercalaire », qui est la plus exploitée. Le terme de continental intercalaire, par contre, désigne l'ensemble des couches détritiques qui se sont déposées au Mésozoïque inférieur au Sahara, entre deux cycles marins.

Cette nappe s'est chargée au cours des périodes pluviales du Quaternaire (Pléistocène). Actuellement, elle reçoit une très faible recharge, surtout à partir du piémont de l'Atlas saharien : à travers la quantité d'eau tombent annuellement sur les affleurements du crétacé inférieur.

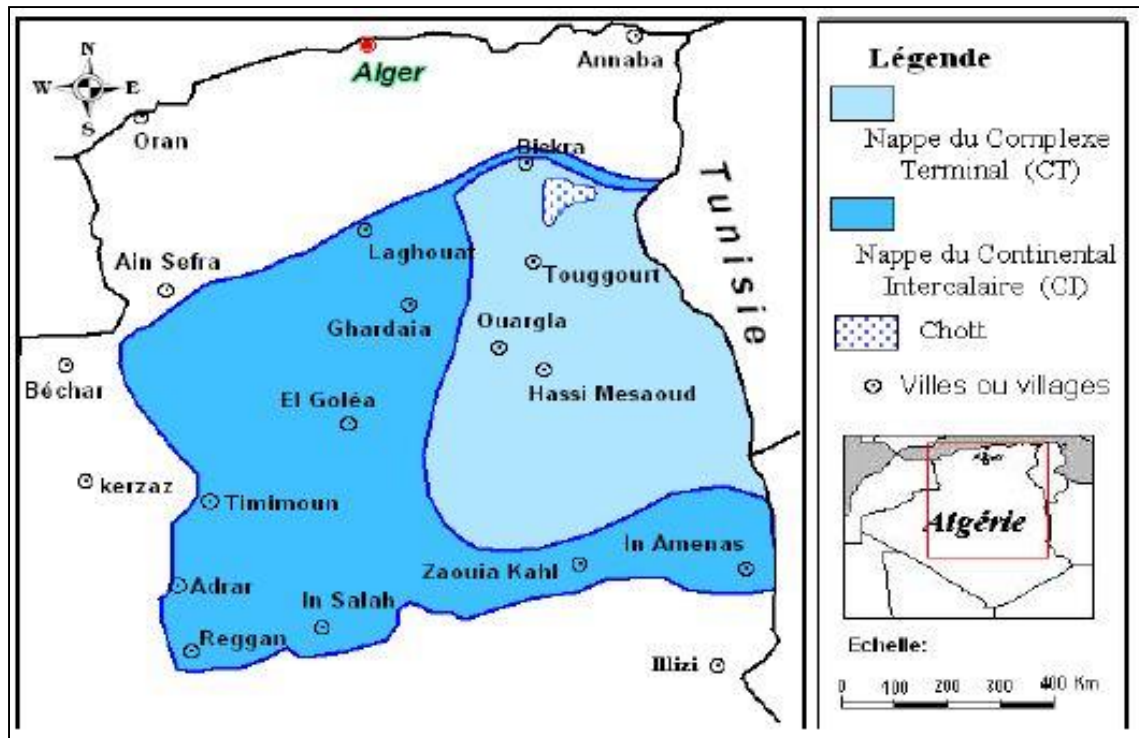


Figure 18: Carte des ressources en eau souterraine (CI et CT) ERESS (1972)

A Biskra, l'albien est un réservoir très important constitué essentiellement de grès et de marnes d'âge Albien et Barrémien. Son exploitation est devenue très coûteuse en raison de sa profondeur qui dépasse par endroit, les 2000m. La température de l'eau peut dépasser les 60° C. Cette nappe est exploitée dans la wilaya par 19 forages. Cette nappe est connue également dans la wilaya par des sources hydrothermales qui sont : la source de Hammam Essalhines dans la commune de Biskra et celle de Sidi El Hadj dans la commune d'El-Outaya (DEMRH, 1980).

2.7.6. Nombre de points d'eau

La demande en eau accroît d'une manière exponentielle, particulièrement l'eau agricole ce qui exerce une pression énorme sur les nappes sollicitées à l'exploitation. Cette situation provoque le fonçage de plus de 15 000 points d'eau à travers la wilaya de Biskra. La gestion des ressources souterraine devient un sérieux problème notamment avec l'augmentation de demande de forage d'une part et le rabattement des nappes d'autre part. Avec un taux de recharge des aquifères relativement faible, les dernières estimations de prélèvements des eaux souterraines sont proches de 1.4 milliard de m³ ce qui présente un grand risque d'assèchement des nappes dans un futur proche.

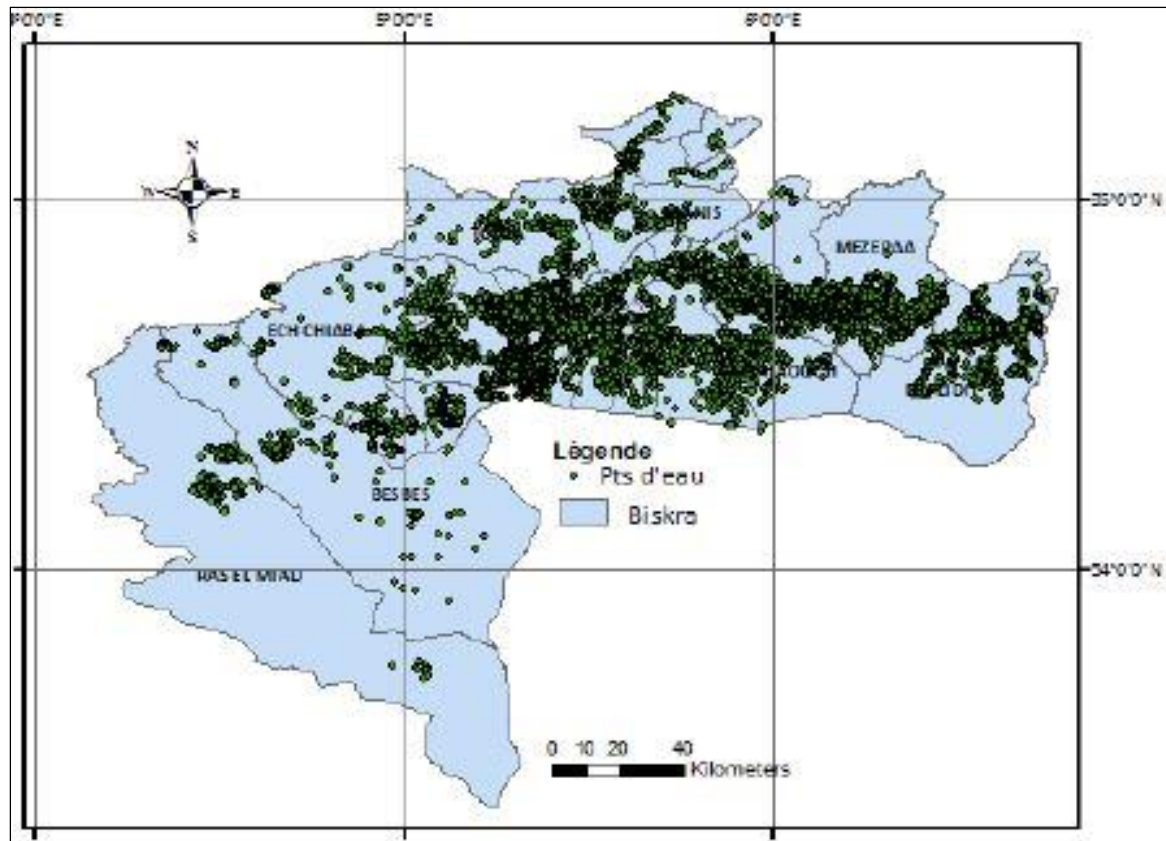


Figure 19: Carte des points d'eau répartis sur les aquifères de la wilaya de Biskra (ABHS, 2015)

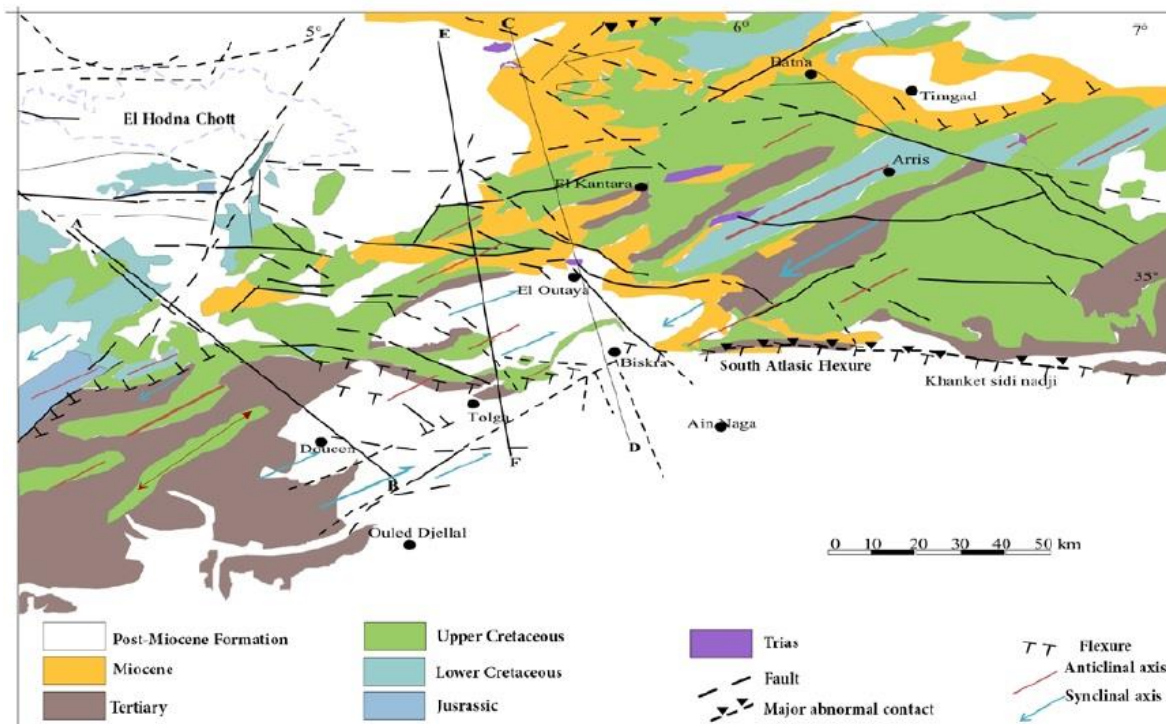


Figure 20 : Localisation des coupes hydrogéologique schématisques (Extrait de la carte hydrogéologique, 1979)

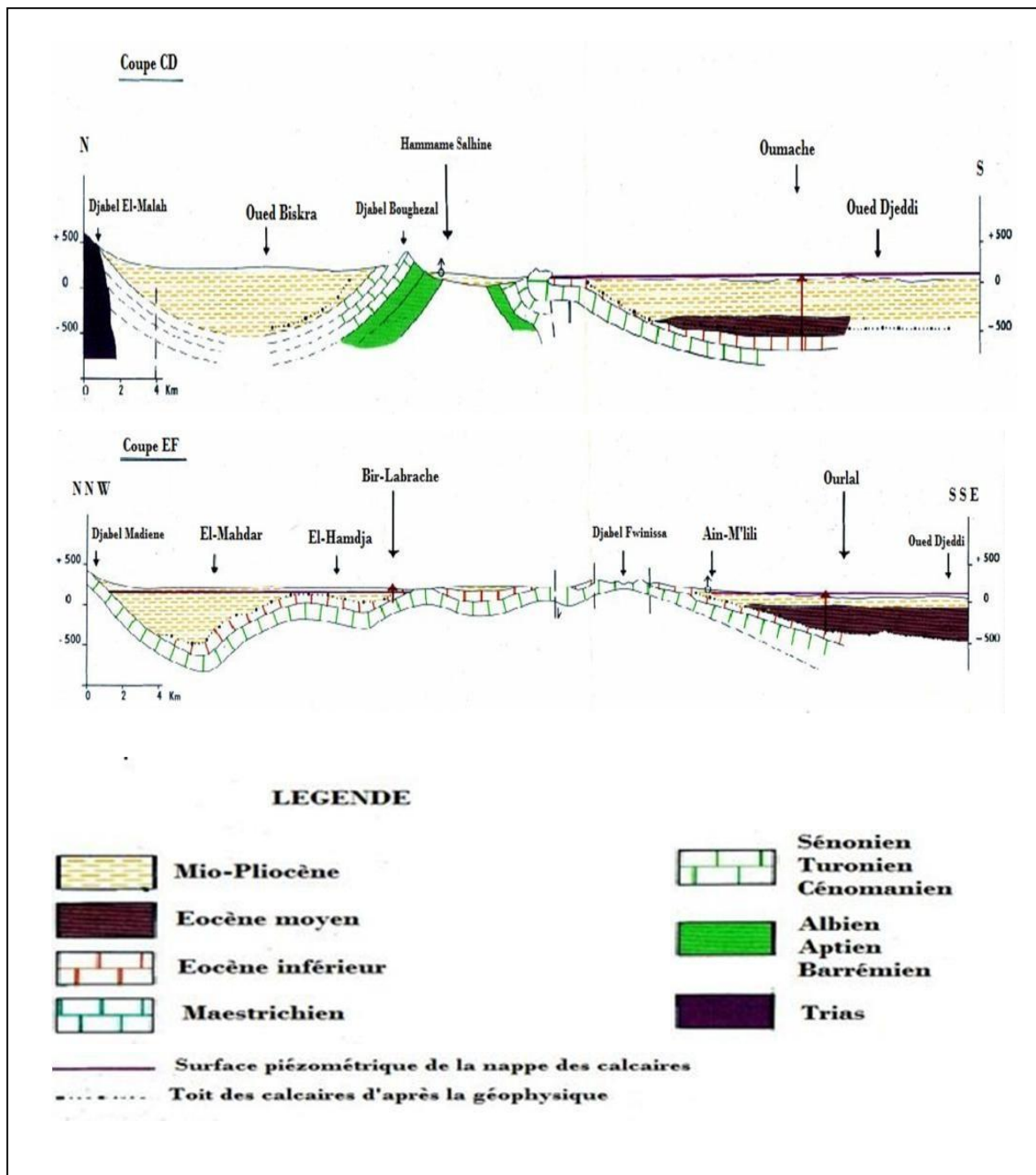


Figure 21: Coupe hydrogéologique schématique (Extrait de la carte hydrogéologique, 1979)

Conclusion

La région de Biskra est située au Sud-Est de l'Algérie, à 425 km de la capitale (Alger). Elle est limitée au Nord par l'Atlas saharien, qui représente un relief directionnel SO - NE. Elle s'étend jusqu'à la région du Chott Melghir au Sud-Est et l'Erg Oriental au Sud-Ouest. Notre zone d'étude a connu un développement économique remarquable grâce à l'augmentation des terres agricoles (plus de 100 000 ha sont aujourd'hui irrigués) suite à l'extension des serres agricoles et des palmeraies. Ces zones dépendent des eaux souterraines, qui sont la principale source de notre région. Elle est classée en région aride avec une pluviométrie mensuelle moyenne proche de 9 mm. La température moyenne annuelle est de l'ordre de 27 °C.

La carte géologique montre que presque la quasi-totalité de la zone d'étude appartient au Quaternaire récent, qui est une situation favorable pour la recharge et l'occurrence des eaux souterraines.

Des études hydrogéologiques générales du Sud de l'Algérie ont montré que la région de Biskra contient de nombreuses nappes phréatiques avec des extensions et des profondeurs différentes pouvant atteindre plus de 500 m dans certaines parties de la zone d'étude. Il s'agit notamment de la formation de l'Albien, du Maestrichtien, de l'Éocène inférieur, du Mio-Pliocène et des aquifères du Quaternaire. Cette dernière est la ressource la plus importante pour l'approvisionnement en eau potable et l'irrigation des palmeraies dattiers de la province de Biskra. Elle se caractérise par une faible profondeur (elle varie entre 10 et 40 m). Son réservoir est composé essentiellement de galets, de dunes de sable et d'alluvions sableuses et caillouteuses des lits actuels des oueds.

Deuxième partie :
Méthodologie

Chapitre Troisième :

Méthodologie

1. Introduction

Dans le cadre d'une gestion intégrée et durable des ressources en eau dans la zone désertique, l'évaluation des quantités d'eau exploitées est nécessaire, notamment au niveau des zones où la majorité des nappes sont considérées comme des aquifères fossiles donc non renouvelables.

Le secteur agricole étant le principal consommateur d'eau souterraine, le contrôle des volumes d'eau infiltrés est essentiel dans une perspective de préservation des ressources.

Nous avons choisi la province de Biskra comme zone d'étude car les périmètres irrigués se sont développés très rapidement, et la demande en eau est en constante augmentation, et la surexploitation des eaux souterraines a commencé à apparaître dans certaines zones, ce qui a conduit à un déficit hydrique dans toute la wilaya (Abdenmour et al. 2020, Khomri et al.. 2022a, Khomri et al., 2022b). A cet effet, la gestion intégrée et rationnelle des ressources en eau est devenue un outil essentiel pour assurer un développement durable, surtout dans une zone aride comme la région de Biskra, où la pluviométrie est inférieure à 150 mm par an et les eaux de surface sont limitées et ne contribuent pas largement à l'approvisionnement des différents secteurs.

Pour cela, nous avons exploité les données disponibles auprès des différents organismes dont la DRE, l'ANRH, l'ONA, l'ADE, de l'année 2015, ayant une relation avec les travaux effectués précédemment dans la région et qui comprend toutes les données géologiques, hydrogéologiques, géophysiques, hydroclimatologiques, hydrologiques.

2. Description de la zone d'étude

Biskra est l'une des régions sahariennes algériennes qui ont connu un développement agricole remarquable ces dernières années, notamment grâce à l'agriculture sous serre. Celle-ci a donné un nouveau souffle à l'agriculture saharienne en permettant la diversification des systèmes de production agricole, notamment l'expansion des palmeraies (Boudjellal et al., 2011 ; Amichi, 2015 ; Abdenmour et al., 2020 ; Boudibi at al., 2021a ; Khomri et al., 2022a, Khomri et al., 2022b).

Notre zone d'étude est située dans la partie Sud de la wilaya de Biskra, est limitée à l'Est par les communes de Sidi Okba et El-houche, M'echounach, à l'Ouest par les communes de Chaiba et Besbes. Le Nord est limité par les communes Branis et El-Outaya et Foughala, et par le Sud la wilaya d'El Oued (Figure 22). La zone d'étude est située dans la partie Sud de la province de Biskra, au Nord-Est du Sahara algérien. Elle couvre une superficie de 3053 km².

Selon la classification climatique de Köppen, la zone d'étude est située dans le climat de type désert chaud (code : Bwh), avec des précipitations annuelles moyennes qui dépassent rarement 150 mm, une évaporation annuelle moyenne qui dépasse souvent 2500 mm, et une température moyenne qui varie de 11 °C, enregistrée en janvier (le mois le plus froid) à 35 °C en juillet (le mois le plus chaud) (Boudibi et al. 2021b). Le relief est généralement plat avec des crêtes ondulées et des montagnes (43 m dans la région d'Oumache et 283 m dans la partie ouest de la zone d'étude). Cette dernière montre généralement une diminution vers l'est de l'élévation au-dessus du niveau moyen de la mer. Quant à la configuration géologique, la zone appartient au Quaternaire récent qui constitue la majorité de la zone d'étude et donne ainsi une situation favorable pour la recharge en l'occurrence des eaux souterraines et sont des formations hydrogéologiques très importantes utilisées comme une bonne source d'eau souterraine. Le bassin versant est situé à des altitudes variant entre 43 m dans la commune d'Oumache et 283m à l'ouest de la zone prospectée.

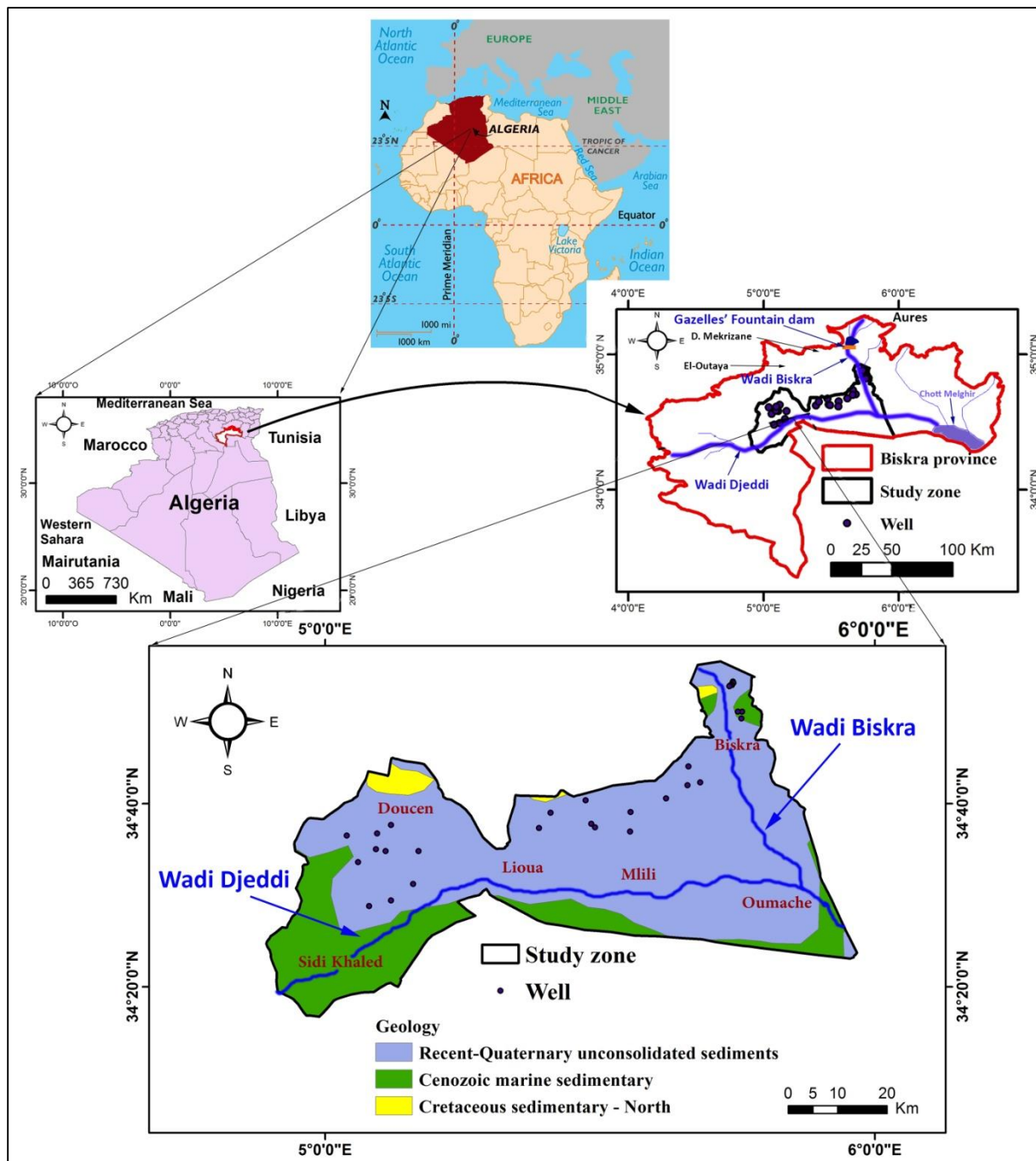


Figure 22 : Localisation de la zone d'étude

3. Méthodologie globale de la recherche

La recharge des eaux souterraines est l'un des facteurs les plus importants du développement durable et de la gestion des ressources en eaux souterraines. Évidemment, d'autres facteurs hydrologiques, sociaux et économiques devraient également être pris en considération. L'estimation de la recharge est un processus complexe et difficile. Cela est dû au fait que la recharge dépend de variables telles que l'occupation du sol, la topographie, le sol, les conditions climatiques, ainsi que d'autres facteurs hydrologiques.

Le WetSpass donne divers résultats hydrologiques sur une base annuelle et saisonnière (sec et humide) ou mensuelles (De Smedt et Batelaan, 2001). Même si le modèle a été développé à l'origine pour calculer la recharge, il simule également le ruissellement, l'évapotranspiration, l'interception, la transpiration, l'évaporation du sol. Les calculs sont effectués pour chaque grille ou cellule de notre zone d'étude. Dans cette recherche, les composantes mensuelles du bilan hydrique ont été estimées à l'aide du modèle WetSpass.

Et parmi ses avantages, il peut être utilisé en conjonction avec d'autres modèles de simulation (Modflow ou SI), pour mieux comprendre les caractéristiques de l'écoulement et du stockage des eaux souterraines dans les aquifères. Modflow (Chiang et Kinzelbach, 2001) a été utilisé pour la modélisation de l'écoulement des eaux souterraines. En général, il s'agit d'un modèle quasi tridimensionnel développé par l'U.S. Geological Survey pour décrire et prédire le comportement des systèmes d'eaux souterraines dans le temps.

La méthodologie se compose de quatre volets (Figure 23). Dans la première volet, nous avons appliqué le modèle WetSpass (Figure 24) pour quantifier la recharge des eaux souterraines et pour déterminer la distribution spatiale en fonction de divers facteurs, tels que l'hydrométéorologie, la topographie, la texture du sol et l'occupation des sols. Dans le deuxième volet (la partie de validation), nous avons tenté de coupler WetSpass et Modflow pour évaluer la recharge en eau souterraine de l'aquifère du quaternaire de Biskra. L'échange de données entre Modflow et WetSpass est assuré jusqu'à la stabilisation des élévations piézométriques (observées et simulées).

La simulation WetSpass-Modflow commence avec l'un des deux modèles. La simulation commence par le modèle WetSpass (Figure 23), auquel cas la première estimation de la profondeur de l'eau souterraine est utilisée avec d'autres données d'entrée du modèle WetSpass (type d'occupation des sols, texture du sol, précipitations, évapotranspiration potentielle et la vitesse du vent). Le résultat de la recharge des eaux souterraines distribuées dans la zone générée par la mise en œuvre de WetSpass est ensuite utilisé comme entrée pour Modflow pour simuler les eaux souterraines. À partir de la mise en œuvre de Modflow, une nouvelle profondeur d'eau souterraine sera produite, puis comparée avec celle observée, et si la différence entre eux est inférieure à une valeur prédéterminée, la simulation est arrêtée. Sinon, la profondeur de la nappe phréatique nouvellement simulée est utilisée comme entrée dans WetSpass pour la prochaine itération, et les itérations se poursuivent jusqu'à la convergence.

Dans le troisième volet, nous avons utilisé la présence de nitrates dans les forages de la zone d'étude comme source pour vérifier la carte de recharge. Comme il est admis, la distribution de la pollution par les nitrates dans les aquifères est contrôlée par des facteurs

endogènes, notamment les caractéristiques des aquifères et les structures hydrogéologiques (Schilling et Helmers 2008 ; Yang et al. 2012), ainsi que par des facteurs exogènes, notamment le type d'utilisation des terres et le niveau d'utilisation des engrais (Einsiedl et Mayer 2006 Masetti et al. 2008; Lockhart et al. 2013; Opsahl et al. 2017). D'autre part, la présence de composants de nitrates dans les eaux souterraines peut être considérée comme un indicateur de la recharge des eaux souterraines et peut nous donner un aperçu des zones potentielles de recharge des eaux souterraines. Ceci est démontré par plusieurs études de cas, qui montrent que le composant nitrate peut être un traceur fiable pour identifier les zones de recharge des eaux souterraines et pour caractériser la structure du système (Mahler et al. 2008; Long et al. 2008 ; Menció et al; He et al. 2010 ; 2011; Mudarra et al 2014).

Afin d'étudier la distribution des nitrates dans les eaux souterraines, 62 échantillons d'eaux souterraines, ont été collectés, principalement en août et septembre 2017 et 2018, lorsque la concentration de nitrate devrait, théoriquement, être évidente en raison de la fin de la saison agricole.

Dans le quatrième volet de notre zone d'étude, l'utilisation du Système d'Information Géographique (SIG) et du modèle WetSpass sont considérés comme des outils efficaces pour toute cartographie de vulnérabilité, où Merchant (1994) a mené la première étude pour mettre en œuvre des modèles de vulnérabilité en utilisant le SIG. Le diagramme de flux présenté dans la figure 23-1 montre la méthodologie suivie pour produire une carte de vulnérabilité des eaux souterraines pour l'aquifère quaternaire dans notre zone d'étude. Le but d'inclure cette partie dans la zone d'étude est de valider la carte de recharge, qui consiste à utiliser l'alimentation nette obtenue à partir du modèle WetSpass de la zone d'étude comme entrée du modèle SI.

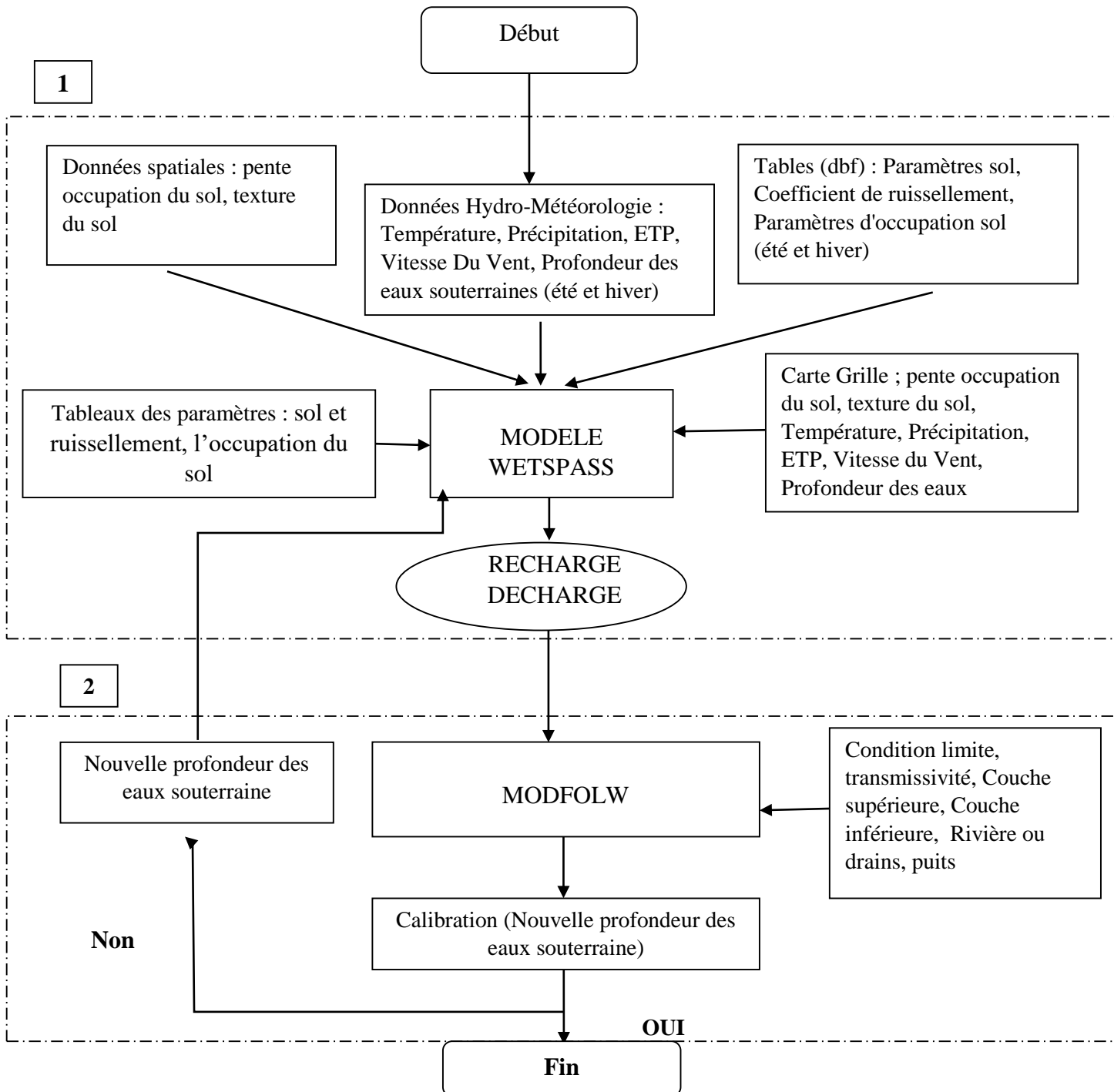


Figure 23. Organigramme de la méthodologie utilisée (Couplage entre WetSpa-Modflow).

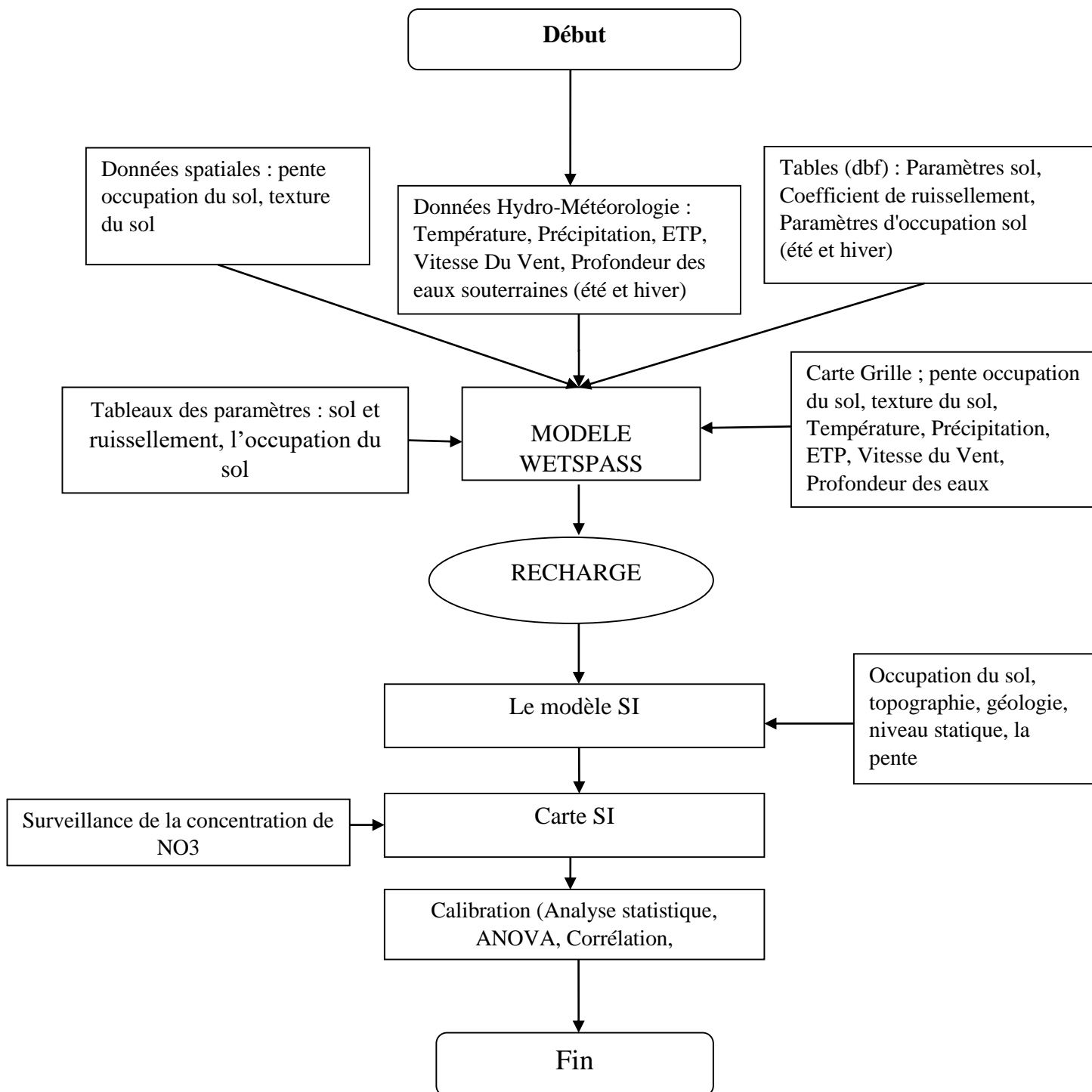


Figure 23-1. Organigramme de la méthodologie appliquée (Couplage entre WetSpas-SI modèle).

3.1. Modèle WetSpass

3.1.1. Bilan hydrique par cellule

WetSpass calcule le bilan hydrique à l'échelle de la cellule. Chaque cellule est divisée en plusieurs fractions : végétation, sol nu, eau libre et surface imperméable (Batelaan et De Smedt, 2007). Le bilan hydrique pour une cellule individuelle est obtenu en sommant les bilans en eau des différentes fractions, ce qui permet de prendre en compte l'hétérogénéité de l'occupation du sol à l'intérieur d'une même cellule. Le bilan hydrique total pour une région donnée est donc la somme des bilans de chaque cellule du raster (Batelaan et Woldeamlak, 2007). Ceci s'écrit :

$$ET_{raster} = a_v ET_v + a_s ET_s + a_0 ET_0 + a_i ET_i \quad (8)$$

$$S_{raster} = a_v S_v + a_s S_s + a_0 S_0 + a_i S_i \quad (9)$$

$$R_{raster} = a_v R_v + a_s R_s + a_0 R_0 + a_i R \quad (10)$$

où ET_{raster} , S_{raster} et R_{raster} sont respectivement le total de l'évapotranspiration (mm), du ruissellement de surface (mm) et de la recharge d'une cellule raster (mm) ayant une fraction végétalisée, un sol nul, de l'eau libre et une surface imperméable dénotée par a_v , a_s , a_0 et a_i respectivement. Elles sont précisées dans la table d'attributs de l'occupation du sol. Les précipitations constituent le point de départ du calcul de chaque composant d'une cellule raster. Les autres processus sont ensuite déterminés dans l'ordre suivant : interception, ruissellement, évapotranspiration et recharge.

3.1.2. Estimation de la recharge

3.1.2.1. Bilan hydrique pour une surface de végétation

Pour la fraction végétalisée d'une cellule raster, le bilan en eau saisonnier s'écrit :

$$P = I + S_v + T_v + R_v \quad (11)$$

Où P est la précipitation (mm), S_v le ruissellement de surface (mm), T_v la transpiration réelle (mm), R_v la recharge des eaux souterraines (mm), et I est l'interception (mm) qui représente un pourcentage constant de la valeur des précipitations annuelles, en fonction notamment du type de végétation.

- **Ruissellement de surface S_v -pot (mm)**

Le ruissellement de surface est calculé grâce aux données de quantité et intensité de précipitations, d'interception et de capacité d'infiltration du sol. Il est simulé en deux étapes. Premièrement, le ruissellement potentielle S_v -pot (mm) est calculé :

$$S_{v-pot} = C_v(P - I) \quad (12)$$

avec C_v un coefficient de ruissellement pour les zones d'infiltration végétalisées, provenant de la table d'attributs des coefficients de ruissellement et fonction du type de végétation, de la texture du sol et de la pente et basé sur des valeurs caractéristiques dérivées de la littérature (Batelaan et De Smedt, 2007). Ce ruissellement potentiel est conceptualisé de telle manière qu'il ne se produit qu'en zones saturées. Donc, dans la deuxième étape, il est ajusté en prenant en compte la distribution saisonnière de l'intensité des précipitations (P_i) en relation avec la capacité d'infiltration du sol (I_c).

$$S_v = f_2 (P_i, I_c, D) S_{v-pot} \quad (13)$$

où f_2 est un coefficient qui sépare les précipitations d'une saison hydrologique en une partie effective (flux Hortonien) et non-effective pour la contribution du ruissellement de surface (voir la table d'attributs relative à la pédologie. Ce dernier peut être dérivé de l'estimation de la fraction des précipitations P_i ayant une intensité supérieure à la capacité d'infiltration d'un sol I_c donné. Par exemple, dans les zones de décharge d'eaux souterraines, ce coefficient est égal à 1 étant donné que toutes les intensités de précipitations contribuent au ruissellement de surface (Batelaan et Woldeamlak, 2007). Dans les zones d'infiltration, seules les grandes intensités de précipitations peuvent contribuer à la génération de ruissellement.

- **Transpiration réelle T_v**

Pour le calcul de la transpiration, une valeur de référence de la transpiration T_{rv} (mm) est obtenue à partir de l'évaporation potentielle de l'eau libre E_0 (mm) et un coefficient de végétation c :

$$T_{rv} = cE_0 \quad (14)$$

Le coefficient c peut être calculé à partir de l'équation de Penman-Monteith développée en 1948. Cette équation constitue une référence pour le calcul de l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre à l'aide de données climatiques (FAO, 1998). Cette équation a été étendue aux surfaces culturales en introduisant des facteurs de résistance. Le coefficient c est en fait le quotient de l'équation de Penman-Monteith déterminant la transpiration de la végétation sur l'équation de l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre (Batelaan et Woldeamlak, 2007).

Dans les zones végétalisées où le niveau piézométrique est en-dessous de la zone racinaire, la transpiration réelle T_v est déterminée selon l'équation suivante :

$$T_v = f(\theta) T_{rv} si(G_d - h_t) > R_d \quad (15)$$

Avec G_d la profondeur des eaux souterraines, h_t la hauteur de la frange capillaire (m) (tableau 3 et 4), et R_d la profondeur racinaire (Tableau 5) où $f(\theta)$ est une fonction de la teneur en eau θ dans la zone racinaire (-). L'expression de $f(\theta)$ provient de la formulation de Vandewiele et al. (1991), dans Batelaan et De Smedt (2007), qui est la suivante :

$$f(\theta) = 1 - a_1 \frac{w}{T_{rv}} \quad (16)$$

Avec a_1 un paramètre de calibration au contenu en sable du sol, augmentant avec une conductivité hydraulique à saturation diminuant et w représentant l'eau disponible pour la transpiration

$$w = P + n(\theta_{cc} - \theta_{pf})R_d \quad (17)$$

où n est le nombre de mois considérés, θ_{cc} et θ_{pf} sont respectivement la teneur en eau à la capacité au champ et au point de flétrissement, leur différence représentant la réserve utile en eau et R_d est la profondeur racinaire (m).

Le dernier composant, la recharge de la nappe, est calculé comme le terme résiduel du bilan hydrique (Batelaan et De Smedt, 2007):

$$R_s = P - (S_v + T_v) \quad (18)$$

3.1.2.2. Bilan hydrique pour les surfaces nues, d'eaux libres et imperméables

Une procédure identique est développée pour les surfaces de sol nu. La recharge est déterminée à partir du bilan hydrique pour les surfaces nues :

$$P = S_s + T_s + R_s \quad (19)$$

- **Ruissellement S_s**

Le ruissellement S_s est simulé de la même manière que pour les surfaces végétalisées.

- **Evaporation E_s**

L'évaporation E_s est déterminée par la formule :

$$E_s = f(\theta)E_0 \quad (20)$$

où le facteur $f(\theta)$ est défini par l'équation (16) où T_{rv} est remplacée par E_{ps} , un taux d'évaporation. La même procédure est utilisée pour calculer le bilan hydrique imperméable et eau libre d'une cellule. Ensuite, le bilan hydrique de chaque cellule de la grille peut être calculé en additionnant les bilans hydriques indépendants pour la fraction différente par cellule raster. L'évapotranspiration totale réelle (ETR) est calculée comme la somme de l'interception,

de la transpiration et de l'évaporation du sol nu dans une cellule de la grille. La recharge des eaux souterraines est calculée comme le terme résiduel du bilan hydrique de Penman pour un sol nu humide.

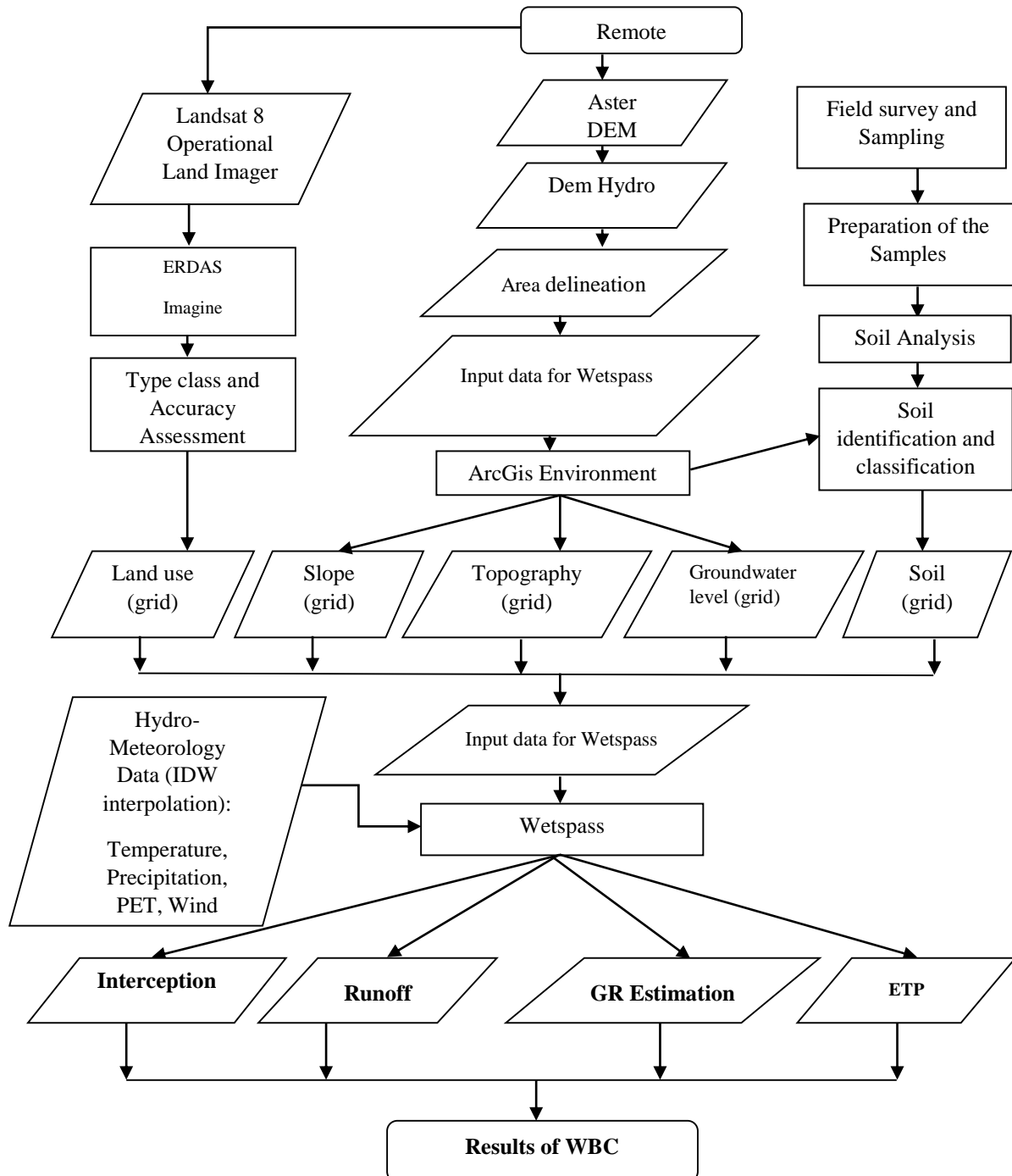


Figure 24. Organigramme de la méthodologie utilisée pour le modèle Wetspass

3.1.3. Données d'entrée et de sortie du modèle

Le modèle WetSpass requiert cinq catégories de données : Climat, forme du bassin versant, végétation, les propriétés sol et les conditions limitent. Les données climatiques comprennent les précipitations, l'évapotranspiration potentielle, la vitesse du vent la température, tandis que la forme du bassin versant tient compte des types d'occupation du sol, de la pente et de la profondeur des eaux souterraines. Les données du sol sont constituées de propriétés hydrauliques et de coefficients empiriques pour la modélisation de l'évapotranspiration et de la surface deruissellement. Les conditions limites prennent en considération l'extension de la zone à modéliser. Les différentes entrées du modèle sont préparées à l'aide de systèmes d'information géographique (ArcGis 10 et ArcView GIS 3.2)

De même, la sortie du modèle WetSpass comprend l'évapotranspiration réelle, le ruissellement de surface et la distribution de la recharge des eaux souterraines sur une région. Les résultats de différents scénarios de pratiques de gestion peuvent alors être utilisés par les décideurs pour préparer des plans de gestion des eaux et du sol.

Pour effectuer ses calculs, le modèle WetSpass nécessite toute une série de données en format raster (*.rst) ainsi que des fichiers de base de données (*.dbf) permettant d'associer aux rasters différents paramètres. Ce modèle considère deux saisons hydrologiques. Pour cette étude, l'été s'étend d'avril à octobre et l'hiver de novembre à mars, similairement à l'application du modèle WetSpass dans le bassin de la Dyle, Nèthe et Demer en Région flamande par Batelaan et De Smedt (2007). Tous les prétraitements détaillés ci-dessous ont été réalisés grâce à ArcMap 9.3.

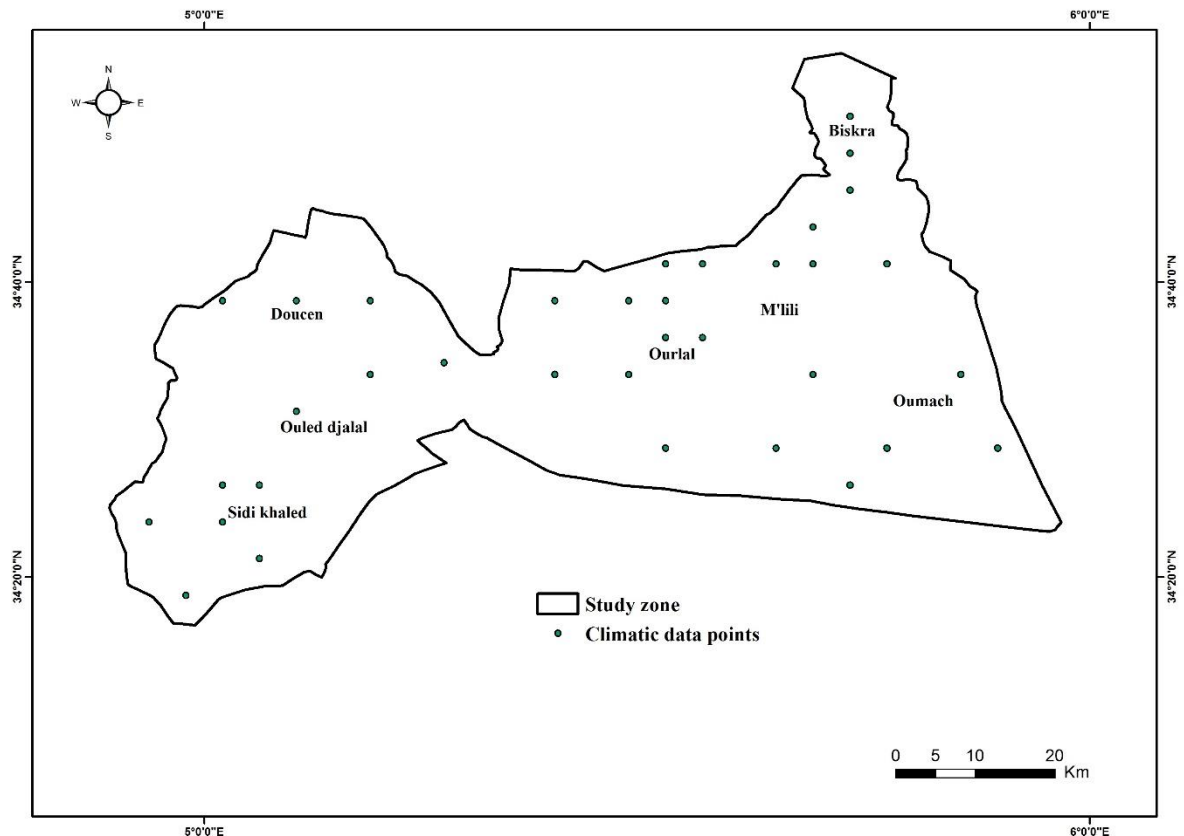


Figure 25. Carte montrant la répartition des points de mesure des données climatiques.

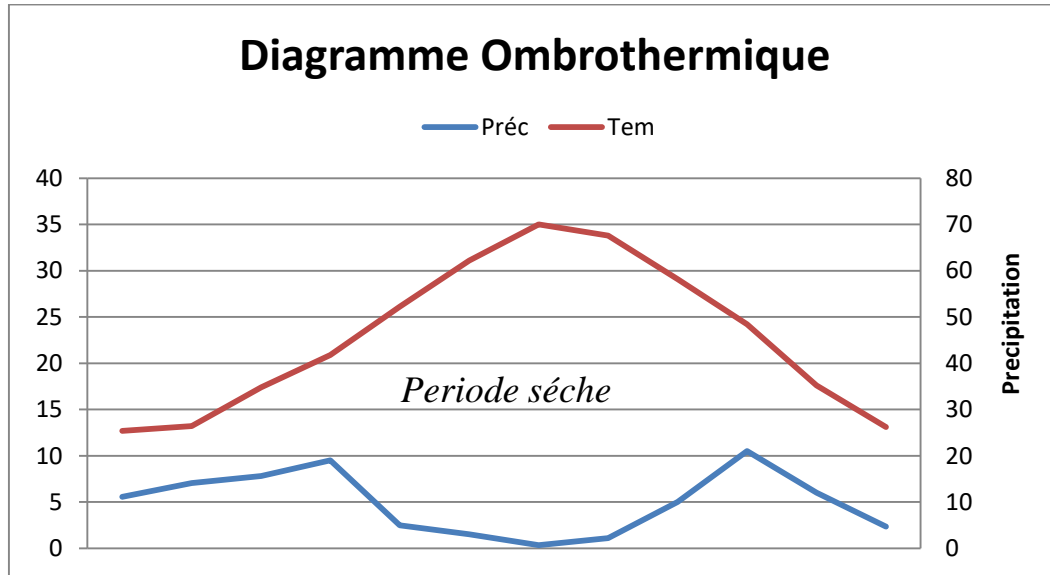


Figure 25-1. Diagramme Ombrothermique de la zone d'étude.

3.1.4. Données et logiciels utilisés

L'interaction du climat, de la géologie, de la morphologie, du sol et de la végétation déterminent le processus de recharge (de Vriers et Simmers, 2002). Ces données d'entrée étaient préparées sous forme de cartes (14 cartes) de certains phénomènes météorologiques, les éléments hydrologiques et géographiques du bassin (Tableau 2).

ArcGIS10.2 a été utilisé pour tout le traitement des données, la gestion des données et la préparation des données du modèle requis, et le modèle WetSpass pour estimer la moyenne à long terme des composantes du bilan hydrique variant dans l'espace de la région.

Pour traiter les données météorologiques sur le site d'étude (précipitations, évapotranspiration, température et vitesse du vent), la période 2012-2017 a été sélectionnée avec une valeur moyenne pour chaque saison « pas de temps »,

Bagnouls et Gausson (1957) considèrent qu'un mois est sec quand le total des précipitations exprimées en mm est égale ou inférieur au double de la température exprimée en degrés Celsius ($P \leq 2T$). L'indice xérothermique de Bagnouls et Gausson, montre que toute l'année est une période sèche avec une forte sécheresse durant les mois de Juillet et Aout (Fig.25-1). Et l'évapotranspiration potentielle (ETP) a été calculée à partir de l'équation FAO-Penman-Monteith.

Soixante-quinze mesures de niveau statique d'eau pour l'estimation de la profondeur des eaux souterraines dans le sous-bassin ont été collectées lors de deux campagnes piézométriques et finalement toutes les données ont été traitées et une grille de chaque donnée a été préparée à l'aide d'ArcGIS 10.2. Une carte topographique et une carte des pentes de la zone d'étude ont également été élaborées à partir de ce MNT (modèle numérique d'élévation).

Dans cette étude, l'utilisation et la couverture des sols (LULC) est une donnée essentielle pour le modèle Wetspass. Elle représente une information cruciale pour la gestion des ressources naturelles et la prise de décision. La carte LULC est créée à partir d'images satellites Landsat 8 obtenues sur le site Internet de l'United States Geological Survey (USGS), et elles sont classées sur la base de la technique de classification par arbre de décision (DTC).

Cette dernière est un modèle très simple. Étant donné plusieurs caractéristiques, la décision commence par l'une de ces caractéristiques ; si cela ne suffit pas, on en utilise une autre, et ainsi de suite. Il est largement connu et utilisé dans de nombreuses entreprises pour faciliter le processus de prise de décision et l'analyse des risques.

Les cartes obtenues montrent cinq catégories thématiques principales : sol nu et agglomérations, terres cultivées, forêts mixtes et lac. Le DTC est utilisé dans notre étude en raison de sa fiabilité et de sa simplicité. Il s'agit d'un algorithme d'apprentissage automatique supervisé, qui est largement utilisé pour résoudre le problème de la classification des cartes LULC.

Les attributs approuvés dans cette cartographie sont l'indice de végétation par différence normalisée (NDVI) (Eq.21), l'indice d'eau par différence normalisée (NDWI) (Eq.22), l'indice de brillance (BI) (Eq.23) et l'indice des terres cultivées (CI) (Eq.24).

De manière générale, les valeurs du NDVI varient entre -1 et 1. L'indice présente des valeurs positives pour la végétation, des valeurs proches de 0 pour les sols nus et des valeurs très négative pour les eaux surface. Ce constat nous a permis de réaliser la carte d'occupation du sol en exploitant uniquement les valeurs radiométriques des pixels du NDVI. Ainsi, les travaux de terrain et les analyses de ces valeurs radiométriques des pixels nous ont permis de mettre en évidence les classes d'occupation du sol. Ici, chaque classe du NDVI correspond à un type de formation végétale qui sera cartographiée par la méthode de classification par arbre de décision.

La surface terrestre est classée en zones végétalisées et non végétalisées à l'aide du NDVI, puis les zones non végétalisées sont classées en zones bâties et en terres nues. Les terres nues sont classées en terres rocheuses et terres nues, en utilisant l'indice de luminosité (BI), et enfin les zones végétalisées sont classées en forêt mixte. Dans le processus de classification, l'eau et la surface terrestre sont d'abord séparées en utilisant un NDWI.

L'CI est adopté pour séparer les terres végétalisées comme les forêts mixtes et des prairies en utilisant des informations sur la pente et d'autres caractéristiques spectrales et spatiales.

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED} \quad (21)$$

Où le RED est un stand pour les mesures de réflectance spectrale acquises dans le rouge (visible), et le NIR est une région proche de l'infrarouge.

$$NDWI = \frac{NIR_t - SWIR_t}{NIR_t + SWIR_t} \quad (22)$$

Où le NIR est la gamme du proche infrarouge avec des longueurs d'onde dans la gamme de 0,841 à 0,876 nm, et le SWIR est une partie de la gamme avec des longueurs d'onde dans la gamme de 1,628 à 1,652 nm.

$$BI = \sqrt{R^2 \times PIR^2} \quad (23)$$

$$CI = NDVI (NIR - RED) \div 100 \quad (24)$$

Afin de connaître la texture du sol, nous avons effectué des analyses sur 73 échantillons bien répartis sur la zone d'étude (Figure 26). En général, la texture du sol est la distribution granulométrique de ses composants, c'est-à-dire le rapport entre les trois composants : argile (particules inférieures à 2 µm), limon (entre 2 et 50 micromètres) et sable (granulométrie supérieure à 50 micromètres). Après cette répartition, les sols sont classés en différentes classes de texture, à l'aide d'un triangle de texture.

Ensuite, nous avons utilisé la méthode appelée "Inverse Distance Weighting" (IDW), c'est une méthode d'interpolation, (déterministe), basée sur des fonctions mathématiques qui expriment un facteur de pondération des valeurs d'entraînement (pondération de la distance inverse). Elle calcule, pour chaque point à estimer, la moyenne des valeurs expérimentales de ses voisins, en privilégiant les points les plus proches.

Ensuite, nous appliquons une procédure de définition de classe basée sur la technique de classification par arbre de décision pour déterminer la texture de chaque pixel dans notre région d'étude.

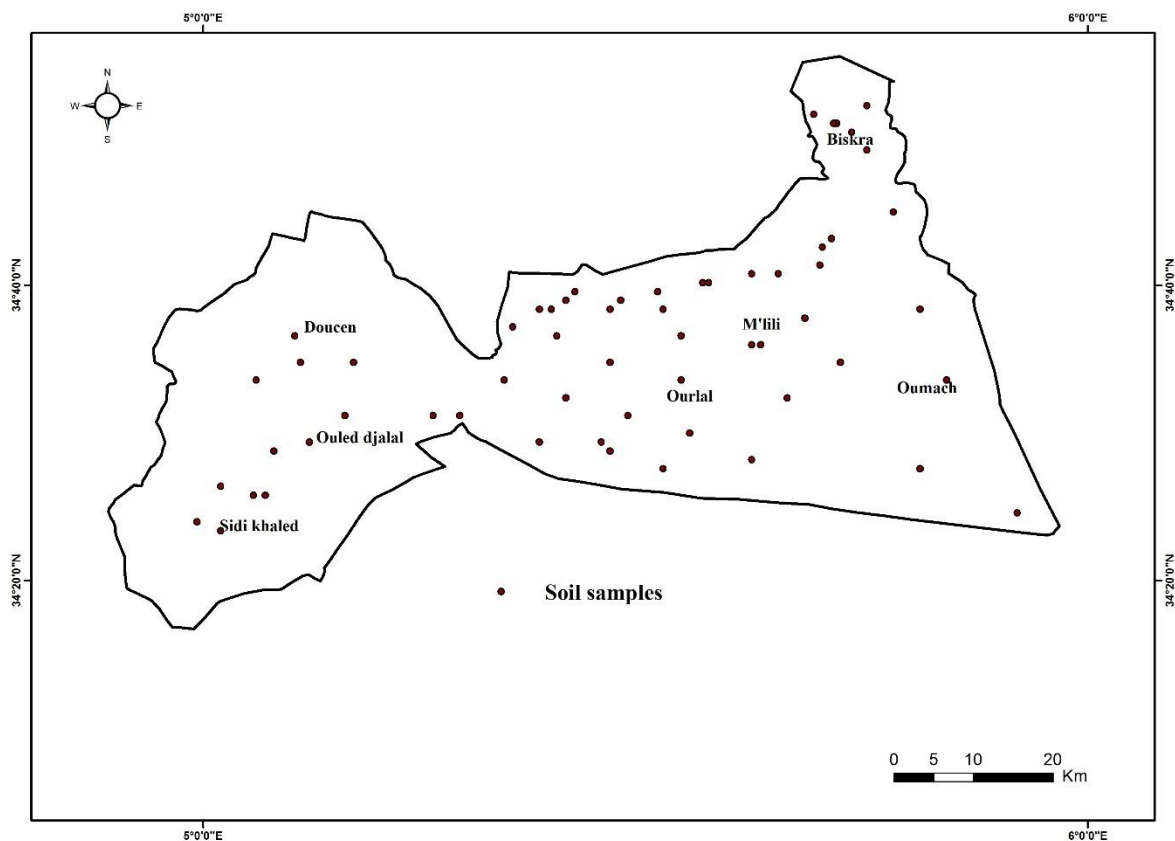


Figure 26. Carte de distribution des points d'échantillonnage du sol

Tableau 2: Paramètres d'entrée et sources pour le modèle WetSpass

ID	Input	Sources	Traitement de la résolution
1	sol	propre processus	30×30M
2	topographie et pente	propre processus	30×30M
3	L'occupation du sol (sèche & humide)	propre processus	30×30M
4	Température (sèche & humide)	propre processus	30×30M
5	Précipitation (sèche & humide)	propre processus	30×30M
6	PET (sèche & humide)	propre processus	30×30M
7	Vitesse de vent (sec & humide)	propre processus	30×30M
8	Niveau piézométrique (sèche & humide)	propre processus	30×30M
9	Tableau des paramètres de sol	WetSpass user guide & literature review	
10	Tableau des paramètres de ruissellement	WetSpass user guide & literature review	
11	Tableau des paramètres de l'occupation du sol	WetSpass user guide & literature review	

3.1.5. Tables de préparation / consultation des tables de paramètres

Les tableaux de recherche sont également importants pour l'exécution du modèle WetSpass, de sorte que, quatre tableaux de paramètres ont été préparés, il s'agit de la couverture des sols, d'utilisation des sols d'été et d'hiver, de la texture du sol et des paramètres de coefficient de ruissellement au format DBF (fichier de base de données). Fondamentalement, le guide de l'utilisateur du modèle et d'autres revues de la littérature ont été utilisés pour ajuster et développer les valeurs des paramètres en fonction des caractéristiques du bassin versant. Dans cette section, le logiciel de conversion de fichier Excel (xls) en format de fichier dbf a été utilisé pour préparer les tables de recherche et ces tables de paramètres sont mentionnées dans les Tableaux [4](#), [5](#), [6](#).7.

Tableau 3: Paramètres pour l'utilisation des terres en période humide

N°	LUSE_TYPE	RUNOFF_VEG	NUM_VEG_RO	NUM_IM_P_RO	VEG_AREA,	BARE_AREA	IMP_AREA	OPENW_AREA	ROOT_DEPTH	LAI	MIN_STOM	VEG_HEIGHT
1	city center build up	Grass	4	1	0,2	0	0,8	0	0,3	2	100	0,12
7	Bare sol	bare soil	1	0	0	1	0	0	0,05	0	110	0,001
21	agriculture	Crop	2	0	0	1	0	0	0,35	0	180	0,6
33	mixed forest	Forest	3	0	0,5	0,5	0	0	2	4,5	500	15
52	lake	open water	5	0	0	0	0	1	0,05	0	110	0

Tableau 4: Paramètres pour la couverture des terres par l'utilisation des terres en période sèche

N°	LUSE_TYPE	RUNOFF_VEG	NUM_VEG_RO	NUM_IM_P_RO	VEG_AREA,	BARE_AREA	IMP_AREA	OPENW_AREA	ROOT_DEPTH	LAI	MIN_STOM	VEG_HEIGHT
1	city center build up	Grass	4	1	0,2	0	0,8	0	0,3	2	100	0,12
7	Bare sol	bare soil	1	0	0	1	0	0	0,05	0	110	0,001
21	agriculture	Crop	2	0	0,8	0,2	0	0	0,4	4	180	0,6
33	mixed forest	Forest	3	0	1	0	0	0	2	5	375	16
52	lake	open water	5	0	0	0	0	1	0,05	0	110	0

Descriptions des tableaux de recherche sur l'utilisation des terres : Luse_type : type d'occupation du sol ; Runoff_veg : type de végétation participant au ruissellement ; Num_veg_ro : classe de ruissellement pour la végétation ; Num_imp_ro : classe de ruissellement de surfaces imperméables ; Veg_area : fraction végétalisée ; Imp_area : fraction imperméable ; Openw_area : fraction d'eau libre ; Root_depth : profondeur racinaire ; Lai : « Leaf Area Index » ; Min_stom : ouverture minimum des stomates ; Interc_per : pourcentage d'interception ; Veg_height : hauteur de la végétation.

Tableau 5: Paramètres pour la texture du sol

	SOIL	FIELD CAPA C	WILTIN G PNT	PA W	RESIDUA L WC	A1	EVAP O DEPT H	TENSIONHH T,	P_FRA C _SUM,	P_FRAC _WIN
1	sand	0,12	0,05	0,07	0,02	0,51	0,05	0,07	0,09	0,01
2	loamy sand	0,15	0,07	0,08	0,035	0,47	0,05	0,09	0,09	0,01
3	sandy loam	0,21	0,09	0,12	0,041	0,44	0,05	0,15	0,09	0,01
4	silty loam	0,29	0,1	0,19	0,015	0,4	0,05	0,21	0,26	0,07
5	loam	0,25	0,12	0,13	0,027	0,37	0,05	0,11	0,15	0,02
7	sandy clayl	0,26	0,16	0,1	0,068	0,32	0,05	0,28	0,54	0,3
8	silty clayl	0,36	0,19	0,17	0,04	0,29	0,05	0,33	0,62	0,41
9	clayloa m	0,33	0,19	0,14	0,075	0,27	0,05	0,26	0,62	0,41
10	sandy clay	0,32	0,23	0,09	0,109	0,25	0,05	0,29	0,8	0,68
11	clay	0,46	0,33	0,13	0,09	0,21	0,05	0,37	0,95	0,85

Les textures du sol attribuent des descriptions de tableaux : Number : identifiant du type de sol ; Soil : type de texture ; Fieldapac : capacité au champ ; Wiltingpnt : point de flétrissement ; PAW : teneur en eau disponible pour la plante ; Residualwc : Teneur en eau résiduelle ; A1 : paramètre de calibration dépendant du contenu en sable ; Evapodepth : profondeur d'évaporation à partir d'un sol nu ; Tension hht : hauteur de la frange capillaire ; P_frac_sum : fraction des précipitations estivales contribuant au ruissellement d'Horton ; P_frac_win : fraction des précipitations hivernales contribuant au ruissellement d'Horton.

3.1.6. Logiciels utilisés

Les matériaux et logiciels utilisés dans l'ensemble des travaux de recherche ont été examinés comme suit (Tableau 6). Le cadre méthodologique général de la recherche approuvée est d'estimer la quantité de recharge des eaux souterraines à l'aide du modèle WetSpss basé sur les systèmes d'information géographiques.

Tableau 6: Matériau et logiciels utilisés dans cette recherche

N°	Logiciels et matériels	Fonctions/utilisées pour
1	ArcGIS software 10.3	Préparation des données de la grille, analyse des données spatiales, interpolation des données ponctuelles et interprétation des résultats simulés
2	ARC VIEW 3.2 and WetSpass extensions	Faire fonctionner le modèle WetSpass
3	CROPWAT-8	Estimation de l'évapotranspiration
4	MODFLOW	Faire fonctionner le modèle

3.2. Validation du modèle

Pour la validation du modèle, nous avons utilisé un moyen de validation ; nous avons d'abord essayé de coupler WetSpass et Modflow pour évaluer la recharge de l'aquifère quaternaire de Biskra. L'échange de données entre Modflow et WetSpass est assuré jusqu'à ce que les élévations piézométriques (observées et simulées) soient stabilisées.

3.2.1. Corrélacion de Pearson

Une analyse de corrélation de Pearson est effectuée pour tester le niveau de corrélation entre la recharge (RG) et $[NO_3^-]$. La carte de distribution de l'échantillon est superposée à la carte du RG et la valeur corrélée pour chaque point est extraite à l'aide d'ArcGIS 10.2.

3.2.2. Modèle MODFLOW

Le modèle construit est basé sur le code de calcul MODFLOW 2000 (« Modular Three-Dimensionnal Finite-Difference Ground-Water Flow Model ») développé par l'United States Geological Survey 1 sous interface Visual Modflow®. L'équation aux dérivées partielles générale utilisée dans la résolution du code MODFLOW pour l'écoulement transitoire au sein d'un aquifère tridimensionnel, poreux, confiné, hétérogène et anisotrope est la suivante :

$$S_s \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - R \quad (25)$$

Avec :

- h potentiel hydraulique [L] ;
- K tenseur de conductivité hydraulique [L.T-1] ;

- S_s coefficient d'emmagasinement spécifique [L-1] ;
- R terme puits/source (flux unitaires entrants et sortants de l'aquifère) [T-1] ;
- t temps [T].

3.2.2.1. Entrées du modèle

La dernière version de MODFLOW, appelée MODFLOW-2000, peut produire un ou deux fichiers de sortie de liste selon le choix de l'utilisateur (Harbaugh et al., 2000). La sortie qui s'applique à l'ensemble de l'exécution du modèle est écrite dans un fichier appelé GLOBAL, tandis que la plupart des sorties des processus d'écoulement et de sensibilité des eaux souterraines sont écrites dans un fichier appelé LIST. Le contenu du fichier GLOBAL comprend : les noms et les types de tous les fichiers ouverts, la description de la discrétisation spatiale et temporelle à utiliser, les données d'entrée des progiciels de résolution sélectionnés et les définitions des paramètres lus dans les fichiers d'entrée des progiciels individuels qui sont utilisés pour simuler les diverses conditions aux limites et contraintes des processus d'écoulement des eaux souterraines.

Il est nécessaire d'introduire les paramètres hydrauliques de l'aquifère, les conditions aux limites, les conditions initiales et les contraintes. Les entrées se font à partir d'un fichier en format texte où les données sont disposées dans un ordre et selon un format déterminé. Les données d'entrée doivent correspondre au maillage choisi. De nombreux utilisateurs de Modflow utilisent des programmes particuliers pour les aider à discrétiser les données et les mettre sous la forme requise. De tels programmes utilitaires ne font cependant pas partie intégrante de Modflow.

Les variables d'entrées correspondent aux différentes conditions aux limites, présentées précédemment et aux termes puits/sources.

Tableau 7: Paramètres d'entrée et sources pour le modèle Modflow

	Input	Sources
1	Recharge	Wetpass
2	Transmissivité	Essai pompage
3	Drain	Carte topographique
4	Forages/puits	Carte topographique (inventaire)
5	Levée piézométrique	Carte piézométrique
6	Condition aux limites	Carte géophysiques
7	substratum	Carte géologique-hydrogéologique
8	Toit	Carte topographique

3.2.2.2. Sorties du modèle

Un autre fichier de sortie important est le fichier de sortie du budget, généralement appelé BUD.OUT. Ce fichier contient des tableaux de sortie de la recharge, des drains, de la hauteur de chute constante, des puits, de l'écoulement à travers la face avant de chaque bloc, et de l'écoulement à travers la face droite de chaque bloc. Comme son contenu est très volumineux, il est codé en binaire et doit être converti en ASCII à l'aide d'une application "read_budget" qui fonctionne sous MS-DOS. La conversion du fichier BUD.OUT donne six fichiers de tableaux distincts mentionnés plus haut. Ces tableaux peuvent être importés dans le SIG ArcView pour une analyse et une visualisation plus poussées.

Les variables de sorties sont les hauteurs piézométriques h calculées. Les grandeurs au sein d'un élément de discrétisation sont variables (transmissivité).

La sortie fondamentale du modèle est constituée de la charge hydraulique en chaque maille du modèle. De plus un bilan en eau peut être établi, et le flux traversant chaque maille du modèle peut être sauvegardé sur le disque dans un fichier. Comme en ce qui concerne les entrées des programmes utilitaires sont souvent utilisés pour analyser et afficher les résultats, mais ils ne font pas non plus partie intégrante de Modflow.

3.2.3. Carte d'indice de susceptibilité (SI)

Au Portugal, Ribeiro a développé l'indice de susceptibilité (SI) comme modèle de cartographie de la vulnérabilité (Ribeiro 2000 ; Hamza et al., 2007.). Il s'agit d'un modèle de vulnérabilité verticale spécifique appliqué à l'évaluation de la vulnérabilité à la pollution agricole disséminée principalement par les nitrates, à moyenne et grande échelle. Ce modèle considère cinq paramètres : D (profondeur de la nappe phréatique), R (recharge nette) et A (milieu aquifère), T (topographie) et LULC (utilisation des terres/couverture des terres), (Tableau8). L'évaluation de LULC varie de 0 à 100 (Ribeiro 2000 ; Hamza et al., 2007). Le paramètre de pondération varie entre 0 et 100% en fonction de l'importance des paramètres dans la vulnérabilité (Ribeiro 2000). Le SI est calculé à l'aide de l'équation suivante :

$$IS = (Rw \times R) + (Dw \times Dr) + (Aw \times Ar) + (Sw \times Sr) + (Luw \times Lur) \quad (26)$$

où D, R, A, S et LU sont les cinq paramètres du modèle SI, w et r sont les poids et les évaluations de chaque paramètre, respectivement.

Tableau 8. Classes et poids du modèle IS

GD (m)		Recharge (mm/y)		Slope %		Aquifer Environment		LundUse/Land Cover	
Classe	R	Classe	R	Classe	R	Classe	R	Classe	R
< 1.5	100	0 -51	10	0 - 2	100	Qut/allu	100	Bare land	75
1.5 - 4.6	90	51 - 102	30	2-6	90	Ceno	70	agricultura l	90
4.6 – 9.1	70	/	/	6-12	50	Cret	60	Mixed forest	0
9.1 – 15.2	50	/	/	12-18	30	/	/	lake	0
15.2 – 22.9	30	/	/	>18	10	/	/	built-up	75
22.9 – 30.5	20	/	/	/	/	/	/	/	

GD: Groundwater depth, R: Rating, C: Class, Qut: Quaternary, Allu: Alluvionar, Ceno: Cenonian, Cret: Cretaceous

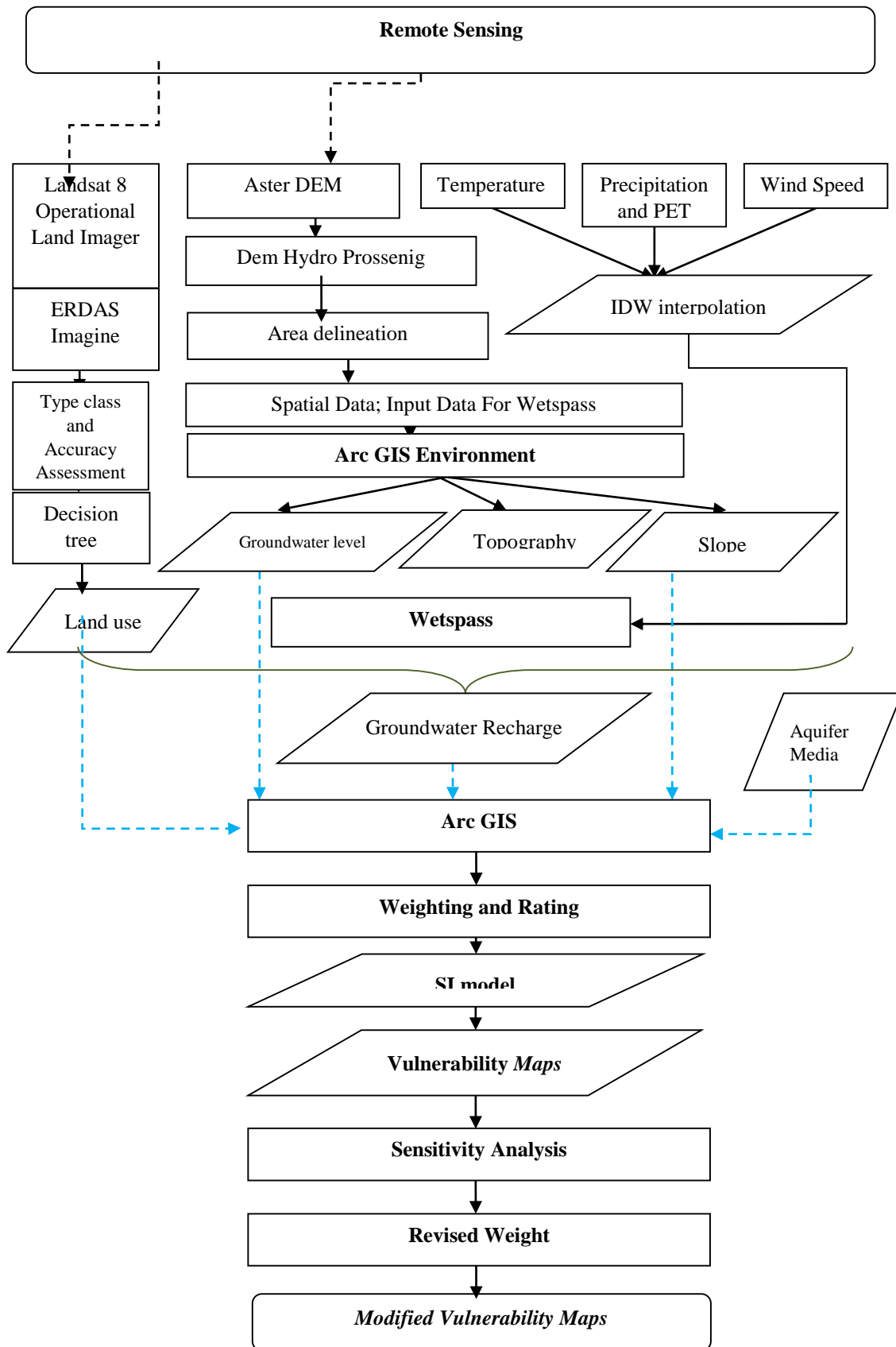


Figure. 27 : Organigramme de la méthodologie utilisée

3.2.3.1.Échantillonnage et analyse des données

En général, l'utilisation intensive de pesticides et d'engrais conduisent à la pénétration de grandes quantités d'azote dans le sous-sol, ce qui augmente la contamination des eaux souterraines par $[\text{NO}_3^-]$ (Jianmin et al. 2015 ; Noori et al., 2019). De ce point de vue, le nitrate peut être considéré comme le polluant typique de la zone d'étude. Pendant la période de février à juin, les cultures se développent et l'utilisation d'engrais est fréquente, ce qui entraîne inévitablement une pollution des eaux souterraines par les nitrates. Pour vérifier cela, 62 échantillons d'eau souterraine (bien répartis et couvrant uniformément toute la zone d'étude) ont été collectés au cours de l'année hydrologique 2018.

Des mesures du niveau des eaux souterraines ont été effectuées sur 75 sites d'observation pendant cinq années hydrologiques (2012-2017). La carte de profondeur des eaux souterraines est créée en utilisant la valeur moyenne des 5 années. La carte topographique est basée sur les données du modèle numérique d'élévation (MNE) avec une résolution de 30 m. La composition chimique de l'eau souterraine est fortement affectée par le milieu aquifère. Le transport des polluants dans le sous-sol est fortement influencé par le milieu aquifère. Une perméabilité élevée permet à une grande quantité d'eau de passer, et par conséquent, davantage de polluants atteignent les réservoirs d'eau souterraine. La carte géologique est utilisée pour préparer la carte du milieu aquifère (tableau9).

Tableau 9. Différentes données utilisées pour générer les paramètres hydrogéologiques pour le modèle SI, et leurs sources

Data	Source	Output data
Well data (water level)	Groundwater level measurements	groundwater depth Map (D)
Recharge data	Wetpass model	Recharge Map (R)
DEM (Digital elevation model)	SRTM	Slope Map (S)
The geological map	Digital, 1:25.000	Aquifer environment Map (A)
Satellite imagery	Landsat 8 Operational Land Imager	Lund use /land cover (LULC)

3.2.3.2.Validation de la carte SI

Le nitrate (NO_3^-), l'un des principaux polluants résultant des activités humaines, n'est généralement pas présent dans les eaux souterraines naturelles et peut être utilisé comme indicateur de la recharge des eaux souterraines. Considérant que ce polluant est très dangereux pour la vie humaine et provient principalement des engrais azotés, qui sont couramment utilisés dans les zones agricoles pour améliorer la production agricole. La corrélation entre NO_3^- et les

zones de recharge a été utilisée comme un indicateur de la recharge des eaux souterraines et pour justifier ou encourager la précision de la méthode appliquée (Long et al., 2008 ; Mahler et al. 2008 ; He et al. 2010 ; Menció et al. 2011 ; Mudarra et al. 2014), et pour cela 62 échantillons ont été analysés pendant la saison sèche 2017-2018, afin de vérifier la fiabilité des résultats obtenus

- **Analyse de sensibilité**

Une analyse de sensibilité à paramètre unique (SPSA) a été utilisée pour évaluer l'impact de chaque paramètre sur l'indice de sensibilité (SI) final proposé pour le nitrate (Napolitano et Fabbri, 1996). L'analyse de sensibilité a été largement utilisée dans l'analyse de sensibilité des eaux souterraines car elle permet d'évaluer l'importance des éléments de subjectivité et fournit des données utiles sur l'impact des valeurs de classification et de pondération attribuées à chaque paramètre (Gogu et al., 2003 ; Huan et al., 2012 ; Yang et al., 2017). L'équation 27 est appliquée pour calculer les pondérations réelles :

$$W_{mod} = \left(\frac{P_R \times P_W}{SI} \right) \times 100 \quad (27)$$

où : Wmod est la pondération effective de chaque paramètre ; Pr et Pw sont la cote et les pondérations attribuées à chaque paramètre, respectivement ; SI représente l'indice de vulnérabilité totale non perturbée calculé

- **Test F de l'ANOVA**

Le test F est la principale statistique de l'ANOVA permettant de comparer les moyennes des échantillons à différents niveaux. Plus le test F de l'analyse ANOVA est élevé, moins il y a de chevauchement entre les niveaux de NO₃⁻ dans les différentes classes de sensibilité (Huan et al. 2012). La statistique F de l'ANOVA peut être obtenue par la formule 28 :

$$F = \frac{MST}{MSE} = \frac{SST/K - 1}{SSE/N - K} \quad (28)$$

où MST est le carré de la moyenne, MSE est le carré de la moyenne pour l'erreur, SST est la somme des carrés pour le traitement, SSE est la somme des carrés pour l'erreur, K-1 est le degré de liberté pour le traitement, et N-K est le degré de liberté pour l'erreur.

Troisième partie

Résultats et

Discussion

Chapitre Quatrième :
Modèle WetSpass

1. Données spatiales pour l'entrée du modèle WetSpass

1.1. Carte des sols

Environ 73 échantillons de sol ont été prélevés dans la zone d'étude et classés en tenant compte du pourcentage d'argile, de limon et de sable pour caractériser un sol, il est possible de classer les types de textures de cette dernière pour obtenir une classification correspondant à celle utilisée dans le modèle WetSpass.

La figure 28 montre la classification des différentes textures de sol. Afin d'étudier la relation et l'effet entre les composantes du bilan hydrique et la texture du sol pour la gestion meilleure de la nappe phréatique, car les composantes du bilan hydrique se comportent différemment dans les différents types de sol. La texture du sol de la zone d'étude est représentée principalement par trois classes (96% de la surface) comme sandy loam avec 54% de la surface (situé dans la partie ouest et nord de la zone d'étude), silty clay loam avec 34% (occupe la majorité du milieu de la zone d'étude), et la classe loam avec 8% de la surface totale (située dans la partie est et sud de la zone d'étude).

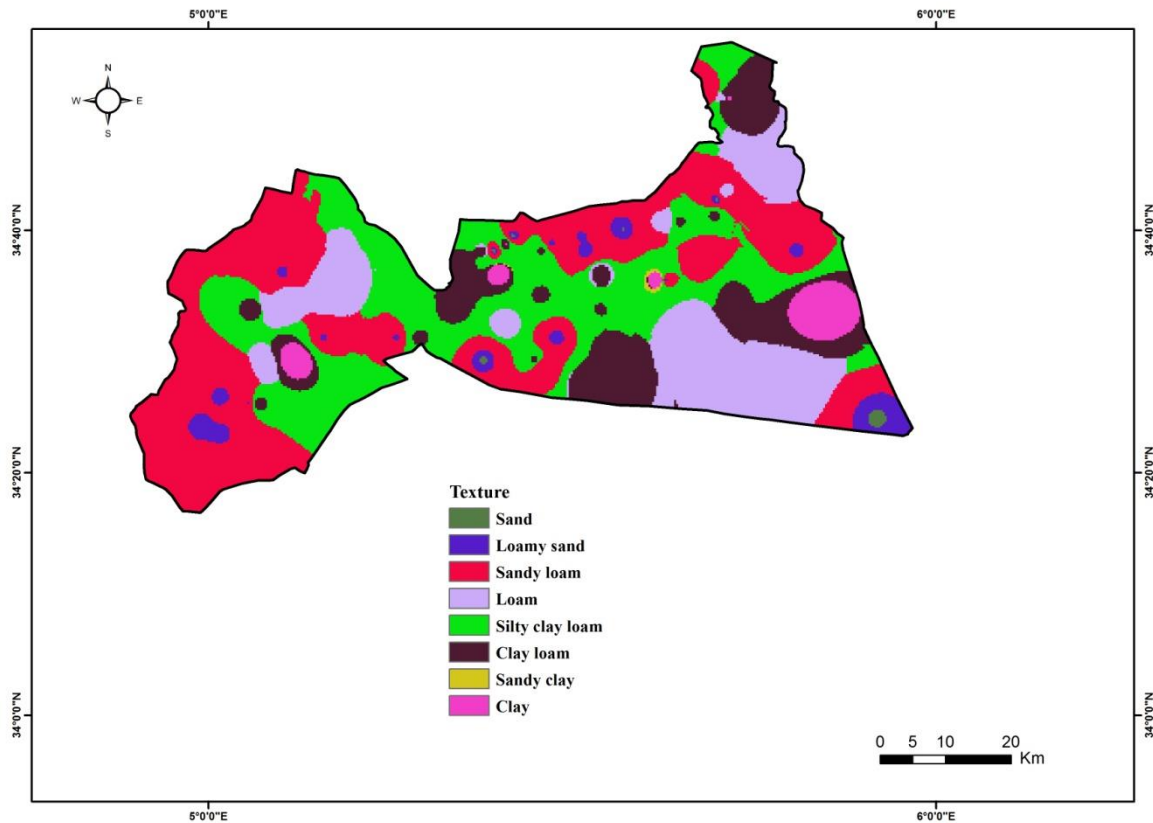


Figure 28 : Classes de texture du sol de la zone d'étude

1.2. Carte d'altimétrique

L'altitude du bassin diminue du Sud-Ouest au Nord-Est. Le point le plus bas du bassin est situé à l'Ouest et le plus haut au Nord. L'élévation maximale est de 422 m. La figure 29 est la carte d'altimétrie de la zone d'étude utilisée dans la simulation dans notre d'étude.

1.3. Pente

La carte des pentes joue un rôle important dans le contrôle des phénomènes d'évapotranspiration, du ruissellement et de la recharge et aussi de l'enrichissement du sol en matière organique.

Le paramètre topographie est représenté par des valeurs de pente en degrés. Il reflète la capacité des eaux de surface à pénétrer dans les eaux souterraines en affectant les taux d'infiltration et le ruissellement de surface. Le modèle numérique de terrain a été utilisé pour calculer la pente en tous points de la zone d'étude (Figure 30). Cette dernière, élaborée après classification de chaque pixel, en fonction des systèmes de cotation, montre que la quasi-totalité de la région est caractérisée par une pente moyennement faible.

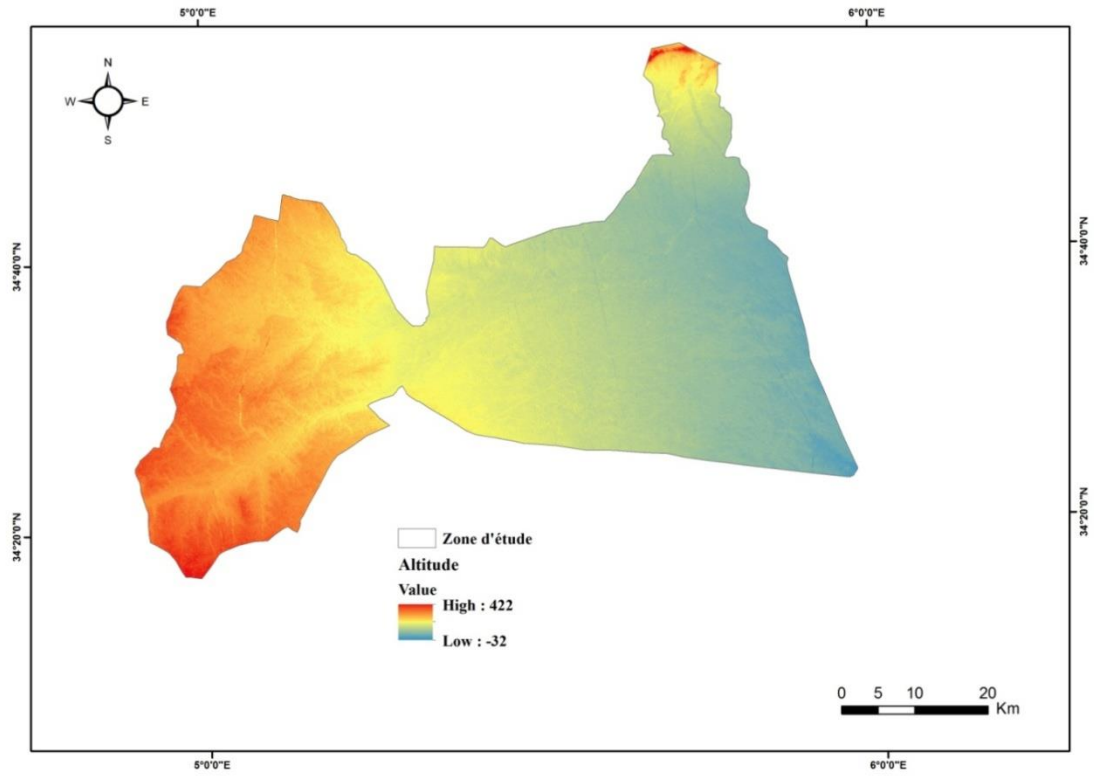


Figure 29 : Répartition des altitudes de la zone d'étude

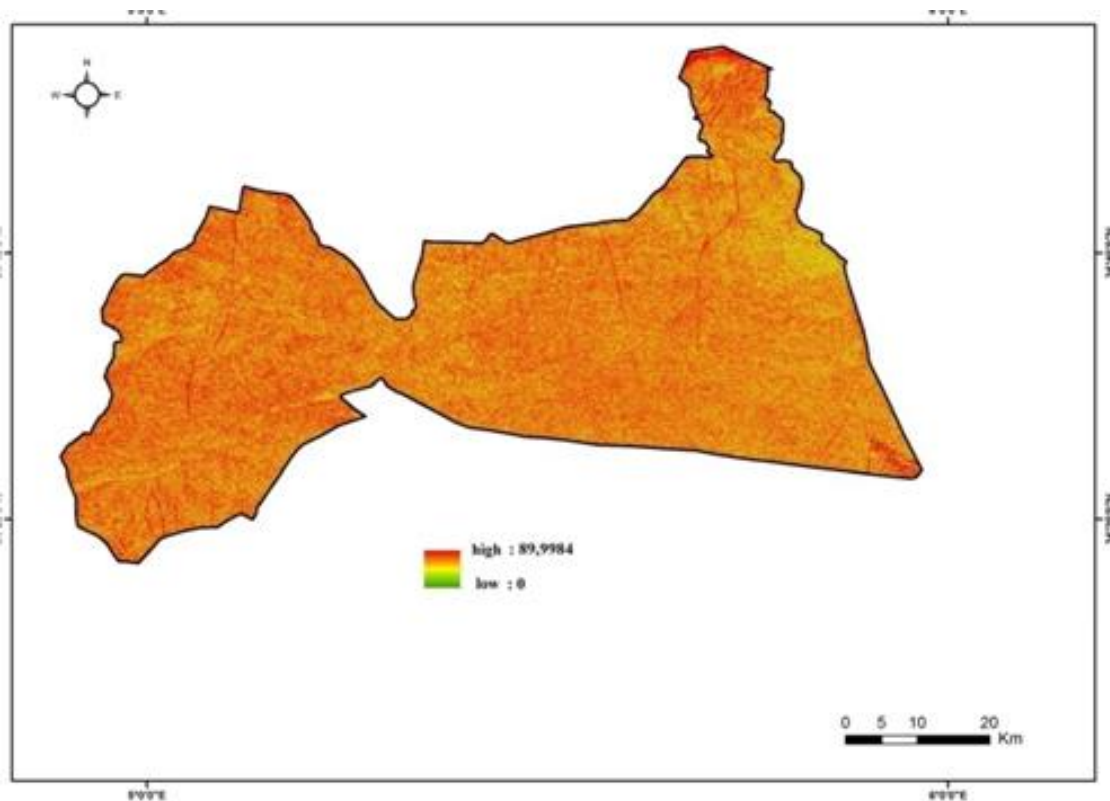


Figure 30 : Carte des pentes de la zone d'étude

1.4. Classification de l'utilisation des terres

Dans notre cas, l'occupation des sols est un intrant essentiel pour le modèle WetSpass, et représente une information cruciale pour gérer les ressources naturelles et guider les processus de prise de décision.

Dans notre étude, l'utilisation des terres a été classée sur la base des images Landsat que nous avons utilisé dans la méthode de l'arbre de décision, pour créer une carte de l'utilisation des terres. Elle couvre cinq grandes catégories thématiques (Figures 31 et 32) : "terrain vacante", "terres urbaines", "terres cultivées", "forêts mixte" et "lac".

Les attributs approuvés dans cette évaluation sont le NDVI, le NDWI et l'indice de brillance IB. Le NDVI est utilisé pour identifier les conditions de surface, c'est-à-dire le sol nu, la végétation permanente, la végétation non permanente ou le changement temporel des surfaces. Le NDWI est utilisé pour isoler les surfaces en fonction de leur teneur en eau. Pour l'indice de brillance (IB), il est possible d'isoler certaines catégories telles que "sol nu et bâti" de manière plus précise que les indicateurs précédents. Dans cette étude, nous avons divisé l'année en deux périodes selon la campagne agricole, une période humide de novembre à mars et une période sèche d'avril à octobre.

- Pour la période humide, les terres vacantes sont dominantes et représentent 76,15% de la superficie totale, les terres cultivées 16,26 %, les terres forestières (palmier) 1,1 % et les plans d'eau et les vallées 2,67 %, l'urbanisation 3,9 % ;
- Pour la période sèche, les terres vacantes sont dominantes et représentent 46,58 % de la superficie totale, les terres cultivées 29,47 %, les terres forestières (palmier) 11,88 % et les plans d'eau et les vallées 3,11 %, l'urbanisation 8,94 %.

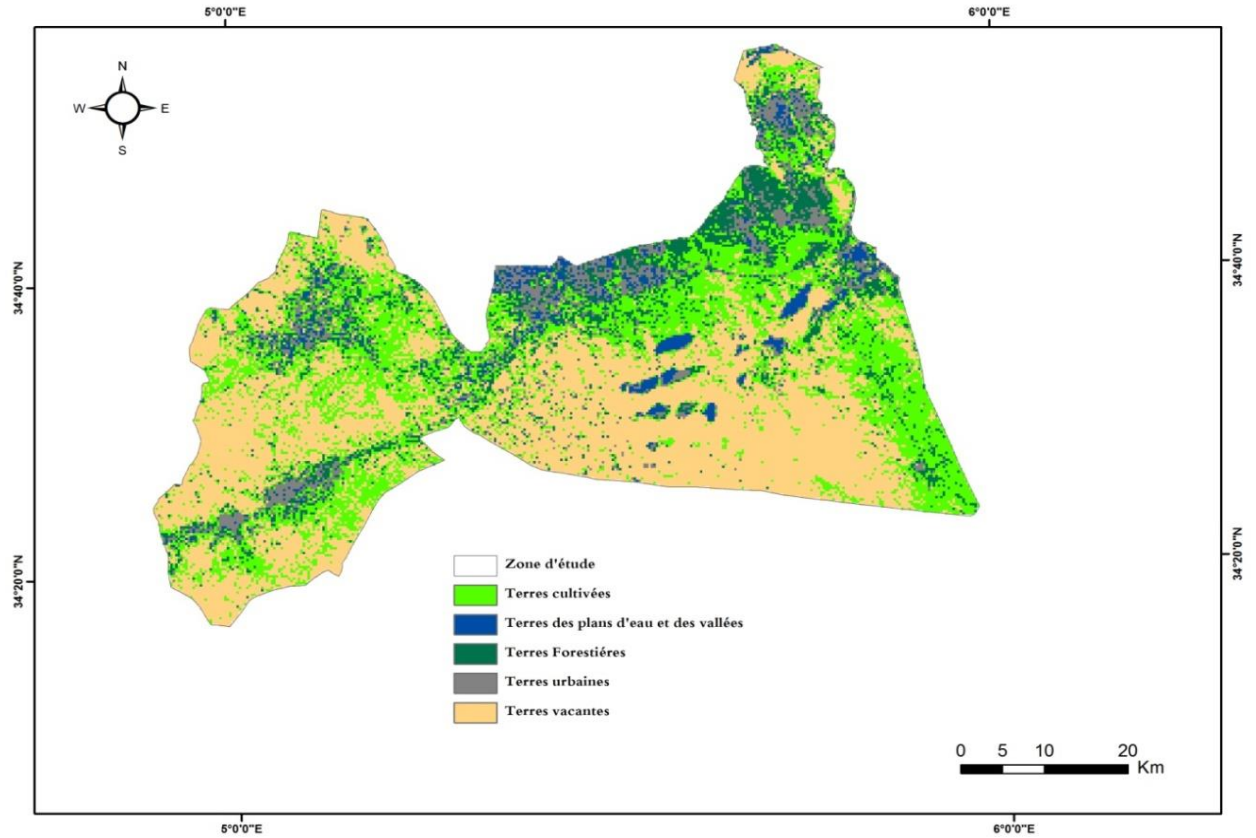


Figure 31 : Carte d'occupation des sols pendant la période humide

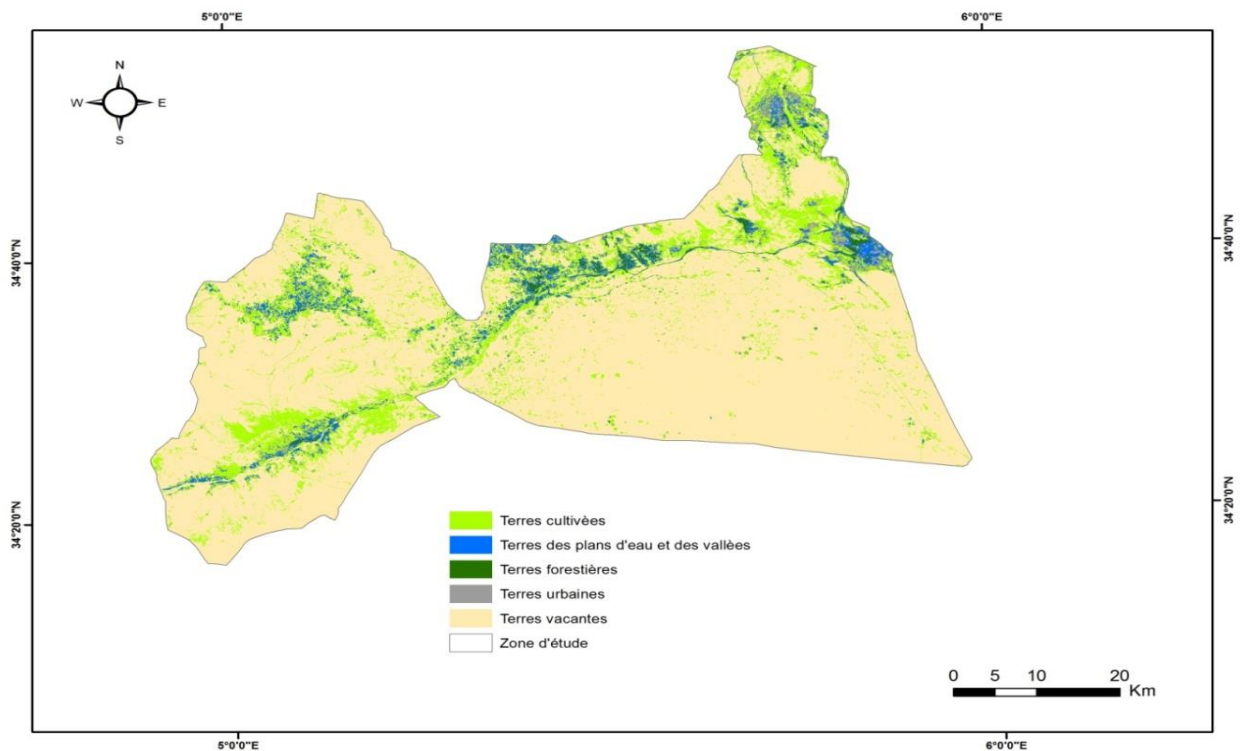


Figure 32: Carte d'occupation des sols pendant la période sèche

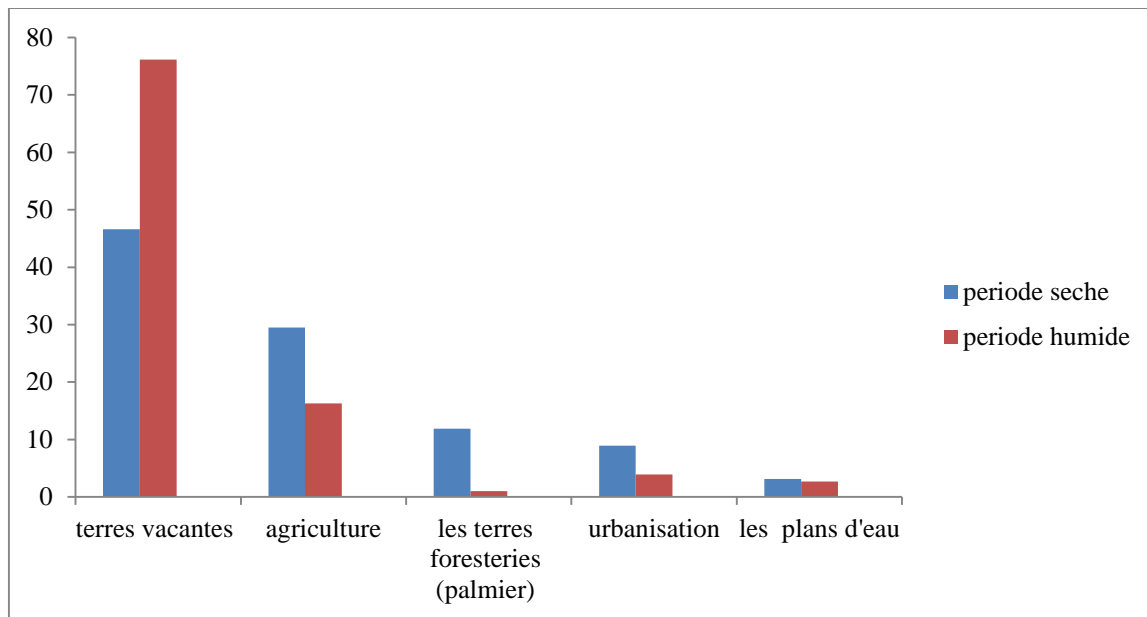


Figure 33 : Présentation des pourcentages de l'occupation sol par rapport la surface totale

2. Données climatiques d'entrée du modèle

Plusieurs sources sont disponibles pour évaluer les données climatiques, soit via des stations de mesure proches de notre zone d'étude, soit via le dataset de la plateforme. En raison du manque de stations de mesure dans la zone d'étude, nous avons choisi d'utiliser le dataset de Terra Climate plateforme (<http://www.climatologylab.org/terraclimate.html>) sur une période plus longue 1958-2020 (Abatzoglou, et al. 2018 ; Abdi, 2019) afin de donner plus de précision à la zone d'étude.

2.1. Précipitation

Les eaux souterraines proviennent des précipitations tombant dans le bassin versant drainé par un cours d'eau et ses affluents. Une partie de ces précipitations s'infiltrer dans le sol à travers les pores et les fissures des roches. Ce phénomène d'infiltration se produit dans la région non saturée de l'aquifère, appelée zone vadose. Ensuite, sous l'effet de la gravité, l'eau s'enfoncer plus profondément dans les espaces vides de l'aquifère pour former la nappe phréatique, c'est-à-dire une zone saturée en eau. Pour cette raison, nous avons étudié l'effet de la quantité de précipitations sur la zone d'étude, où il a été constaté qu'il y a un écart et une différence de précipitations d'une région à l'autre et qu'elles sont irrégulières comme le montrent les cartes 34 et 35. L'analyse des valeurs moyennes mensuelles des précipitations saisonnières calculées

pendant les deux périodes (humide et sèche) indique 9,45 mm et 8,18 mm respectivement. Les valeurs des précipitations varient de 7,5 à 12 mm pour la saison humide (Fig. 35) et de 6 à 9,6 mm pour la saison sèche (Fig. 34). Pour les deux saisons, les valeurs élevées sont trouvées principalement dans la partie nord et nord-ouest de la zone d'étude, ce qui donne un indicateur positif pour la possibilité de recharge des eaux souterraines. On note également que les valeurs enregistrées, qui oscillent entre 7 et 8 mm, sont principalement situées dans la partie centrale de la zone d'étude pour la saison sèche et entre 8 et 9 pour la saison des pluies.

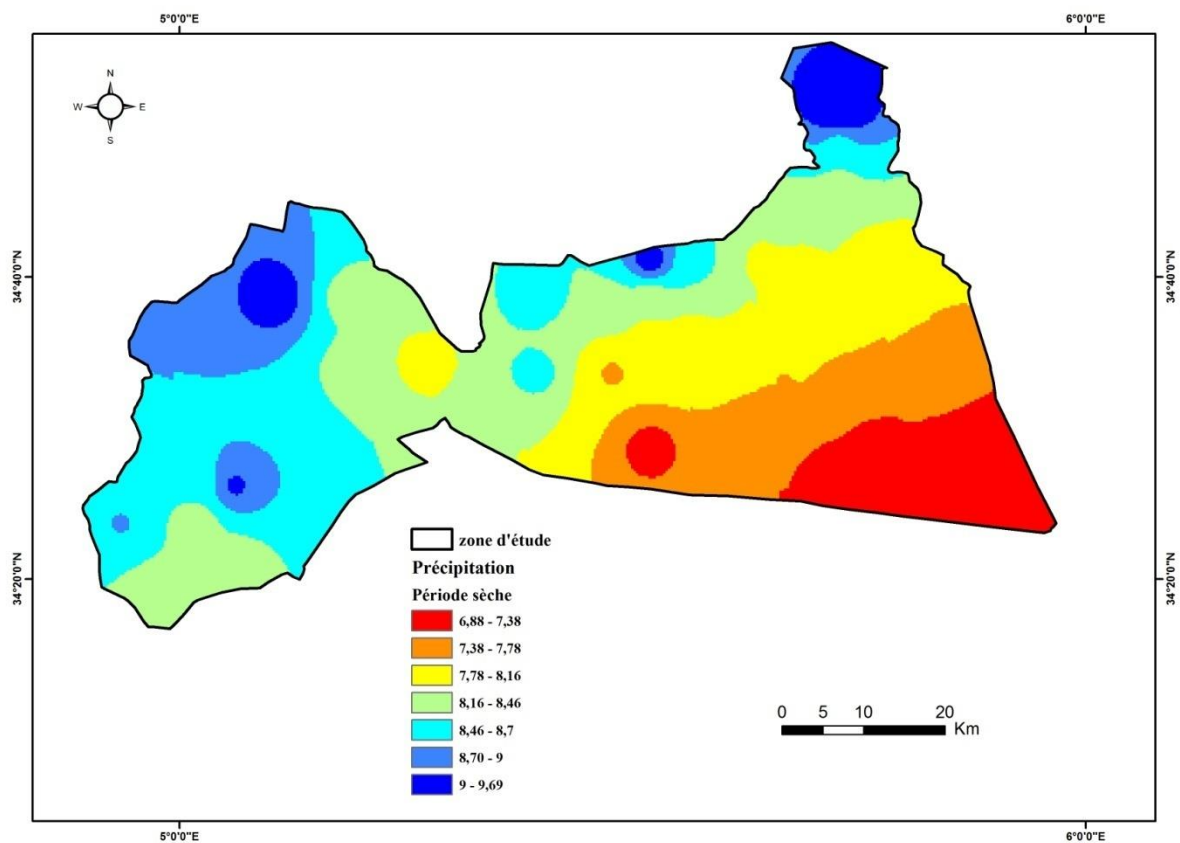


Figure 34 : Carte des précipitations pendant la saison sèche

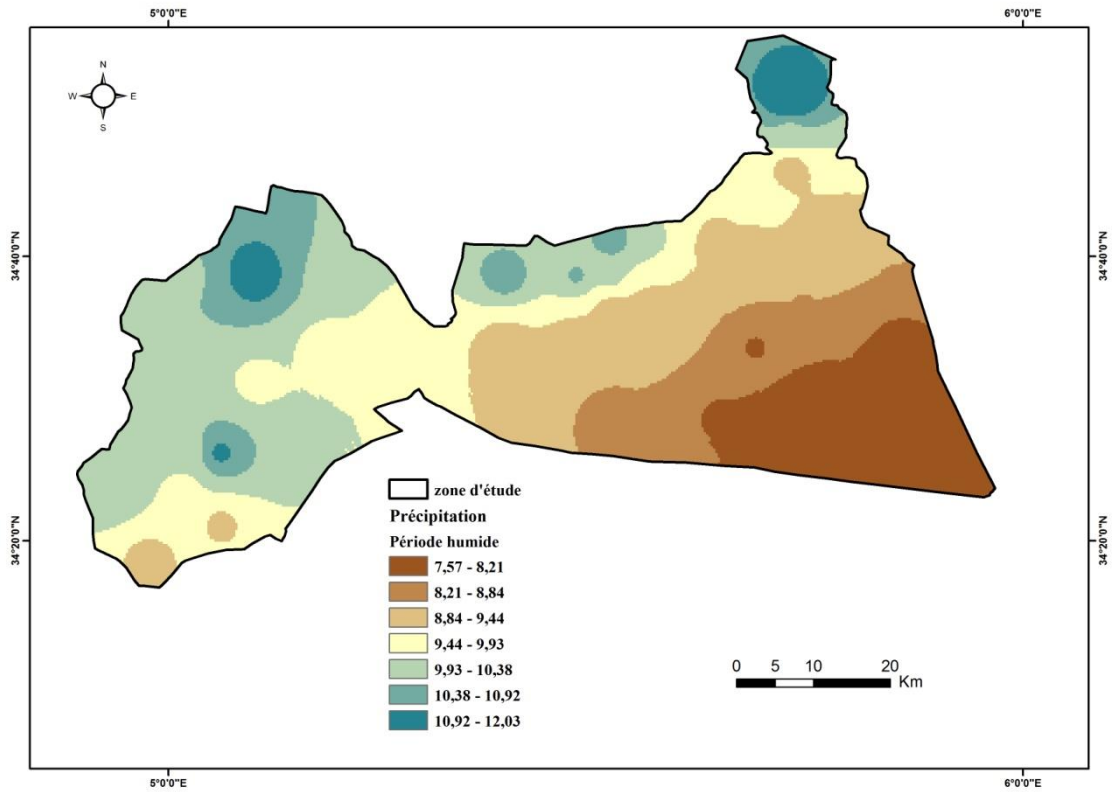


Figure 35 : Carte des précipitations pendant la saison humide

2.2. Température

La température est un facteur d'aggravation de la sécheresse car elle augmente l'évaporation et la consommation d'eau par les usagers et les végétaux, et réduit la recharge des nappes phréatiques. Dans notre zone d'étude, la température moyenne pendant la saison des pluies est de 19°C, avec une valeur minimale en février (18,2°C) marquée à Oumache et une valeur maximale en avril (20,6°C) marquée à Sidi Khaled. Pour la période sèche, la température moyenne est de 35,3°C, avec la valeur minimale en juin (33,2°C) marquée dans la commune de Biskra et la valeur maximale en août (36,4°C) marquée dans la commune Oumache, où nous avons observé qu'il y a une différence de température. La distribution dans toute la région d'étude où la région Est, est plus chaude que la région Ouest, et ce durant les deux périodes (Figures 36 et 37).

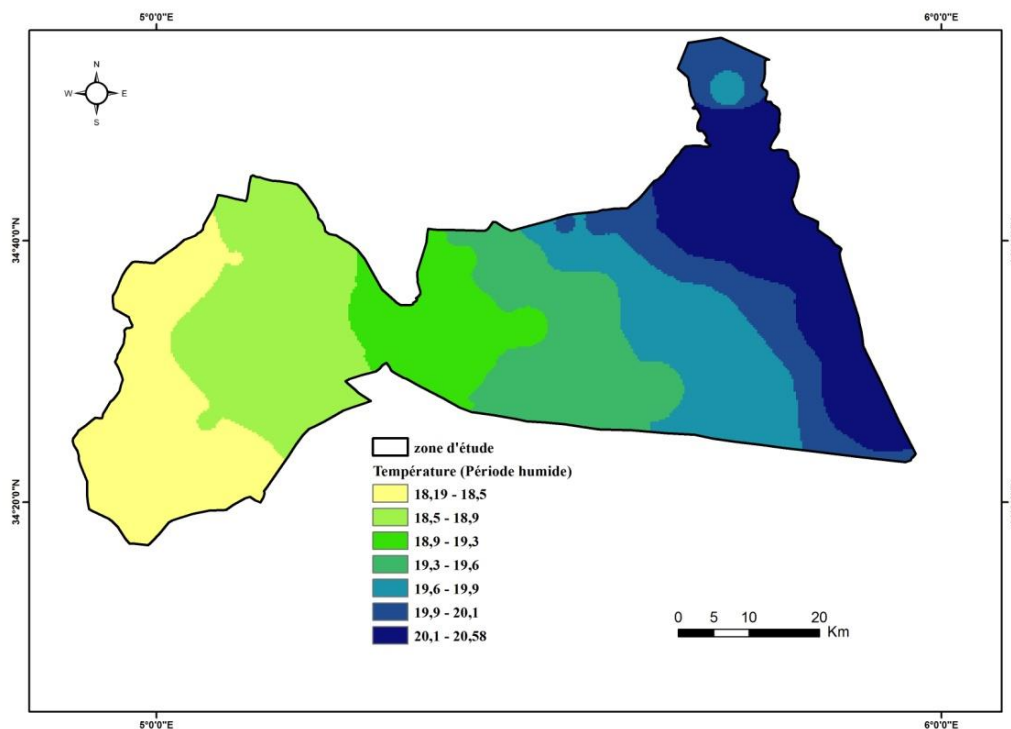


Figure 36 : Carte des températures pendant la saison humide

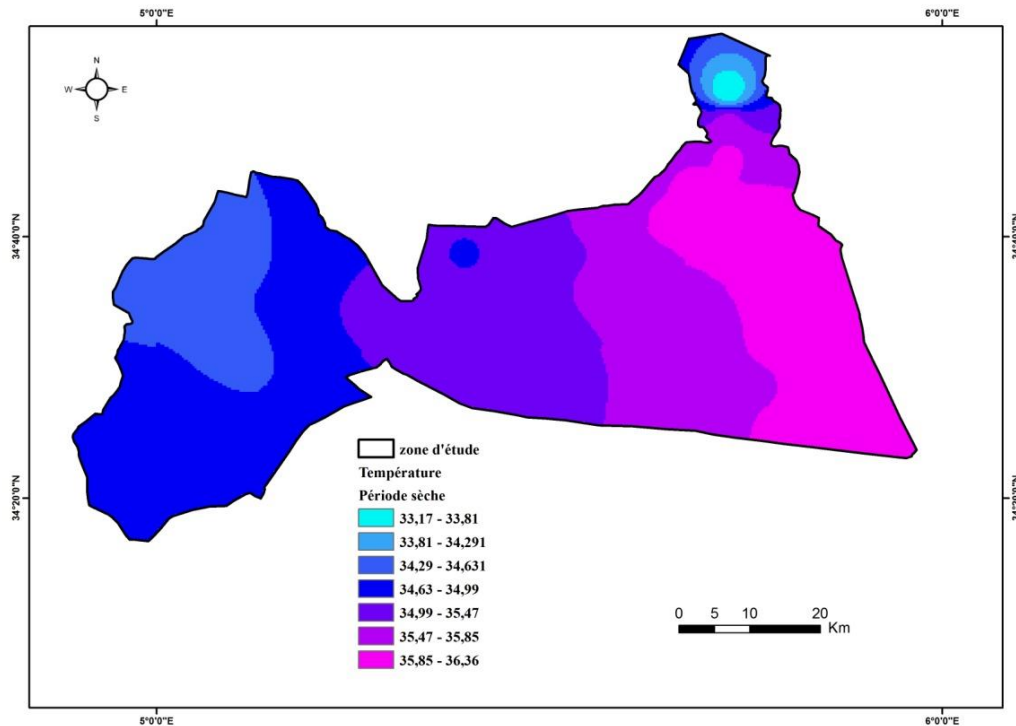


Figure 37 : Carte des températures pendant la saison sèche

2.3. Évapotranspiration Potentielle

L'ETP mensuelle moyenne a été calculée pour la période 1985-2017. Les valeurs mensuelles moyennes saisonnières sont de 83,91 mm et 216,51 mm pour les saisons humides et sèches respectivement. Nous avons remarqué que les valeurs augmentent de l'Ouest vers l'Est pendant les périodes sèches et humides (Figures 38 et 39), et cela est confirmé par les cartes précédentes telles que la température et les précipitations à partir d'une augmentation notable de la température et d'une diminution de la quantité de précipitations

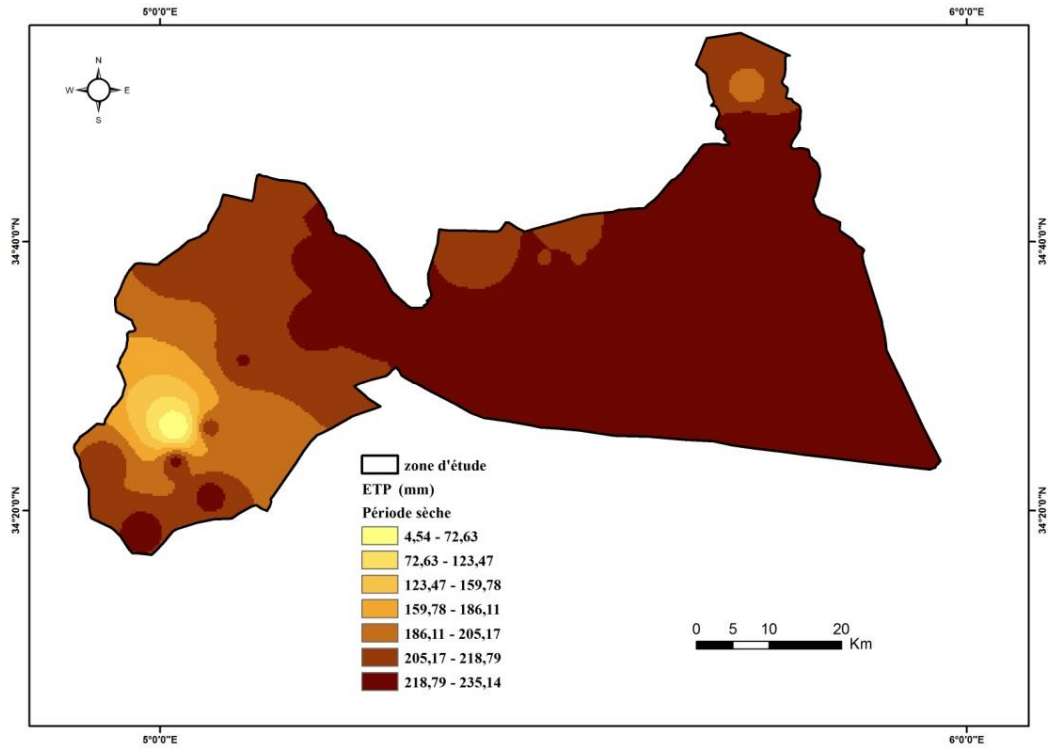


Figure 38 : Carte de l'évapotranspiration potentielle de la saison sèche

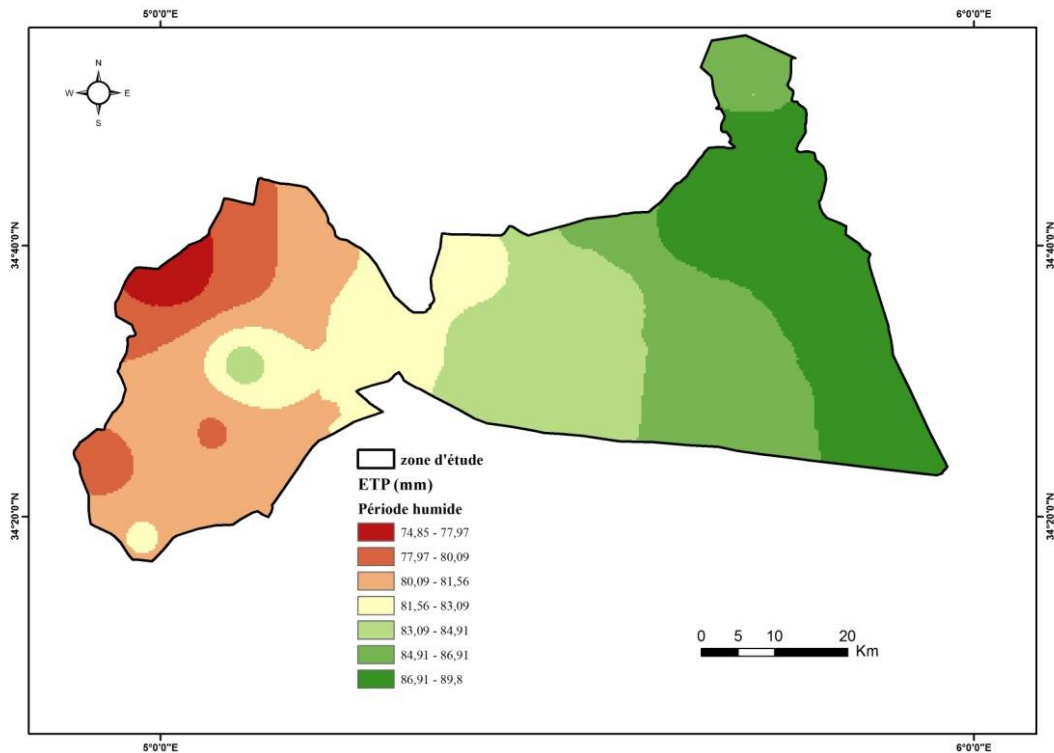


Figure 39 : Carte de l'évapotranspiration potentielle de la saison humide

2.4. Vitesse du vent

Les résultats donnent une vitesse moyenne du vent variant entre 4,17 m/s et 3,86 m/s pour la période sèche et humide respectivement sur l'ensemble de la zone d'étude. Avec des valeurs maximales observées durant les mois entre février et mai et des valeurs minimales durant les mois d'août et septembre (Figures 40 et 41).

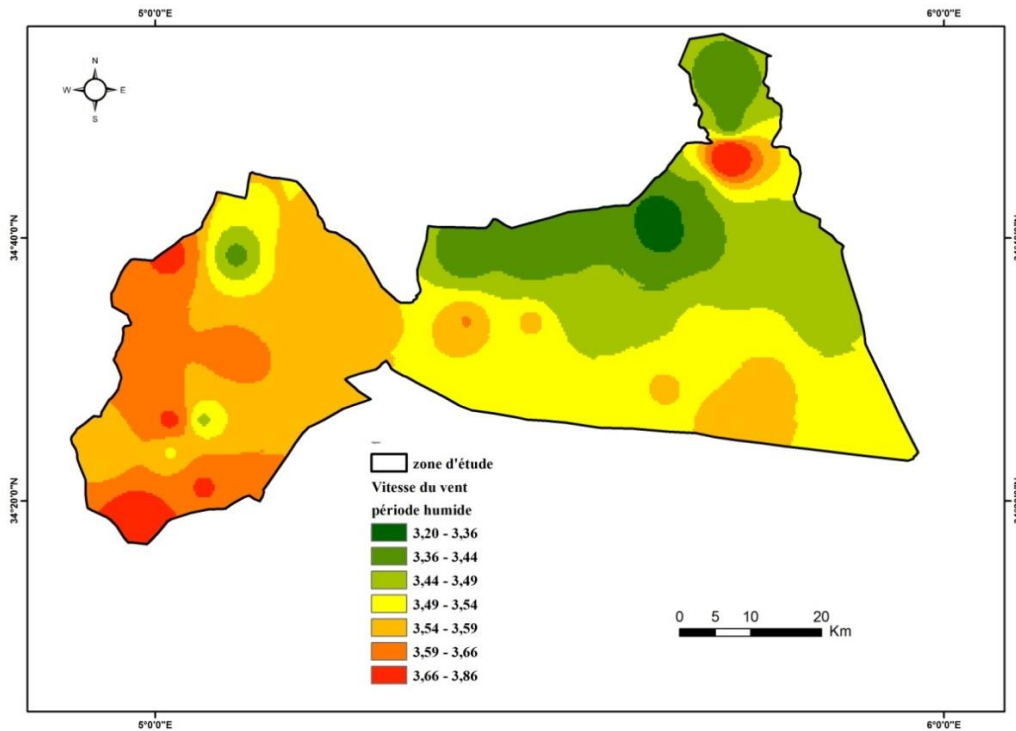


Figure 40 : Carte de la vitesse du vent durant la saison humide

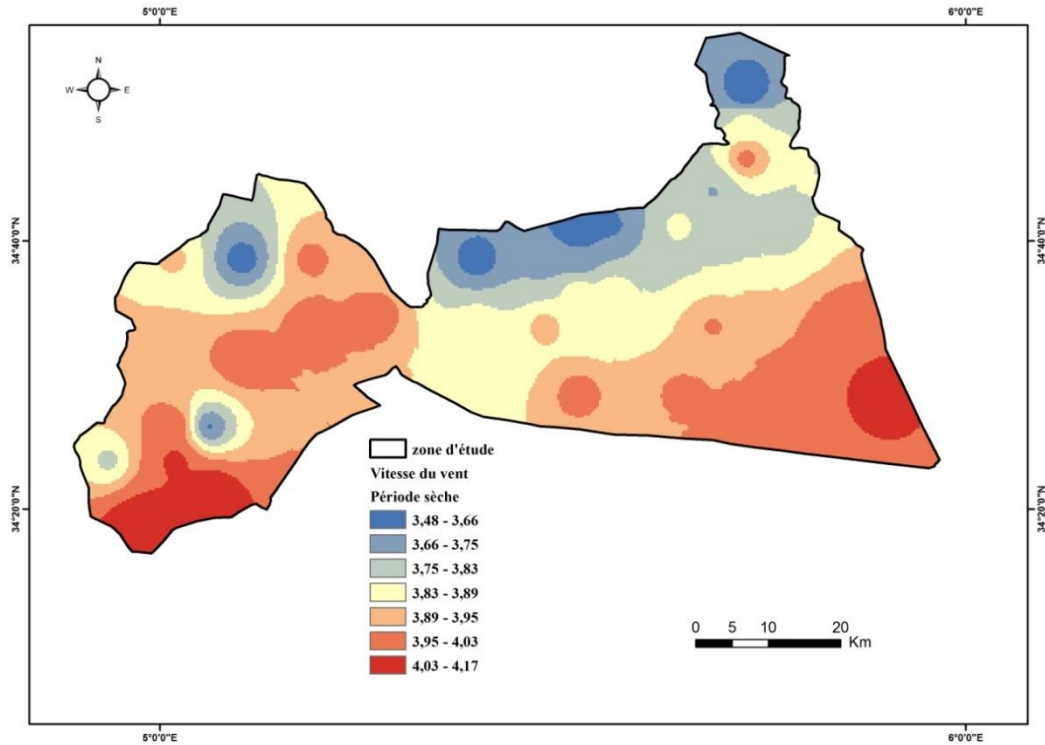


Figure 41 : Carte de la vitesse du vent durant la saison sèche

2.5. Profondeur des eaux souterraines

Le réseau piézométrique est constitué de 55 piézomètres, la localisation de l'ensemble des piézomètres est indiquée sur la Figure 42.

Cependant, l'analyse de ces données a montré qu'il n'y avait pas de différence significative entre les niveaux d'eau en hiver et en été. Une variation saisonnière de plus de 2 m a été observée pour seulement sept piézomètres (Figures 43 et 44). Elle a préalablement été transformée en format raster (*Ascii to Raster*) et ré-échantillonnée en une résolution de 10 m pour conserver l'uniformité entre les inputs.

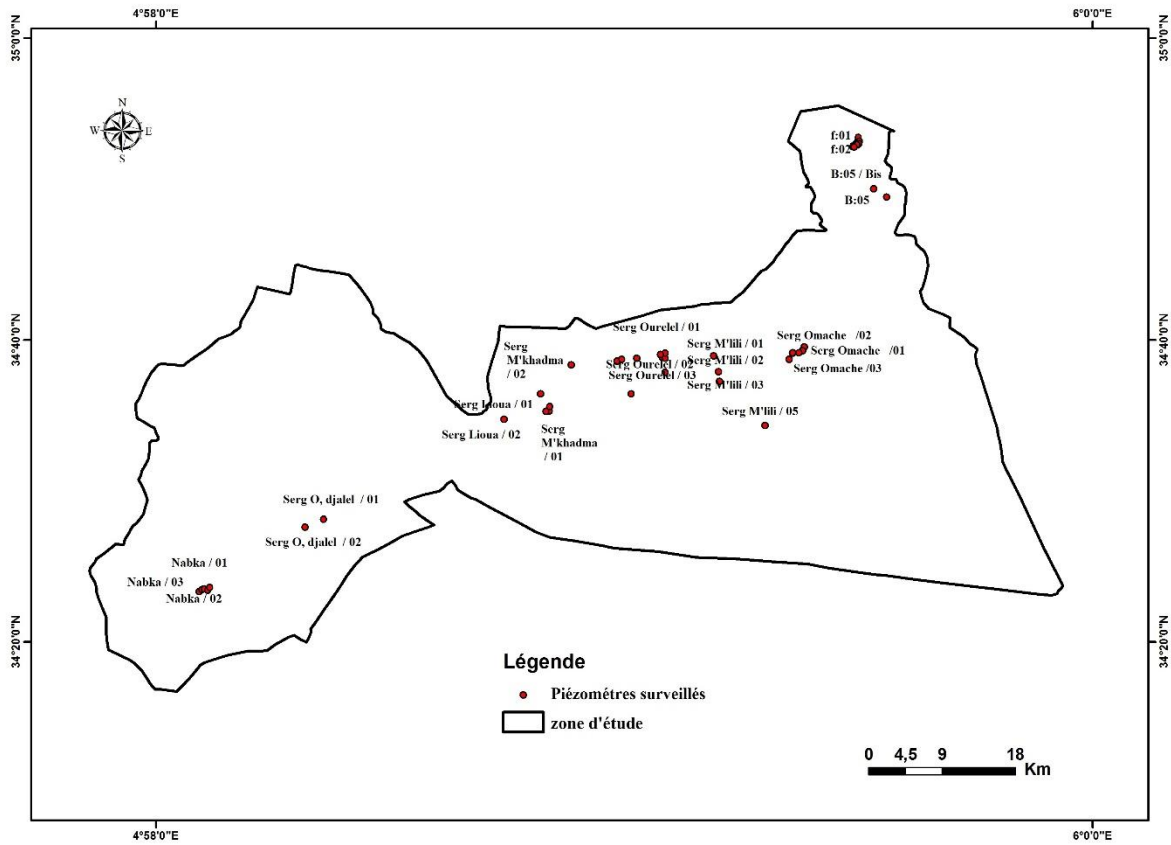


Figure 42 : Distribution spatiale des piézomètres dans la zone d'étude

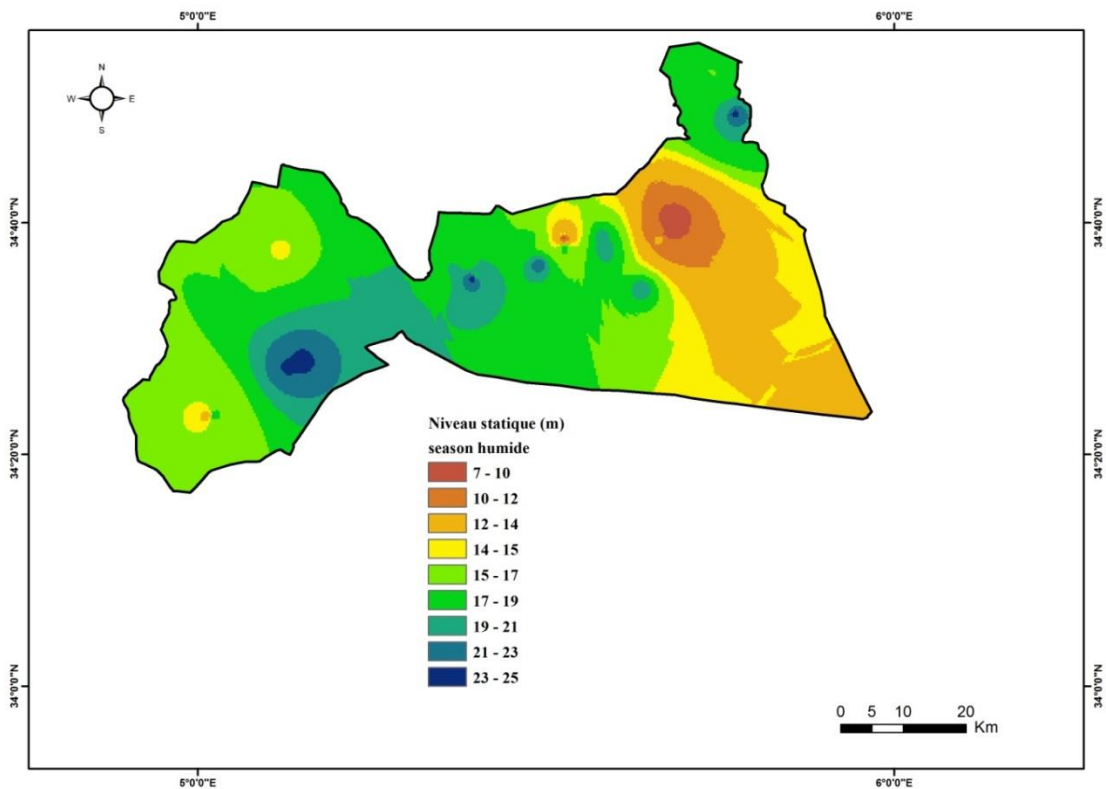


Figure 43 : Carte des profondeurs de l'eau pendant la saison humide

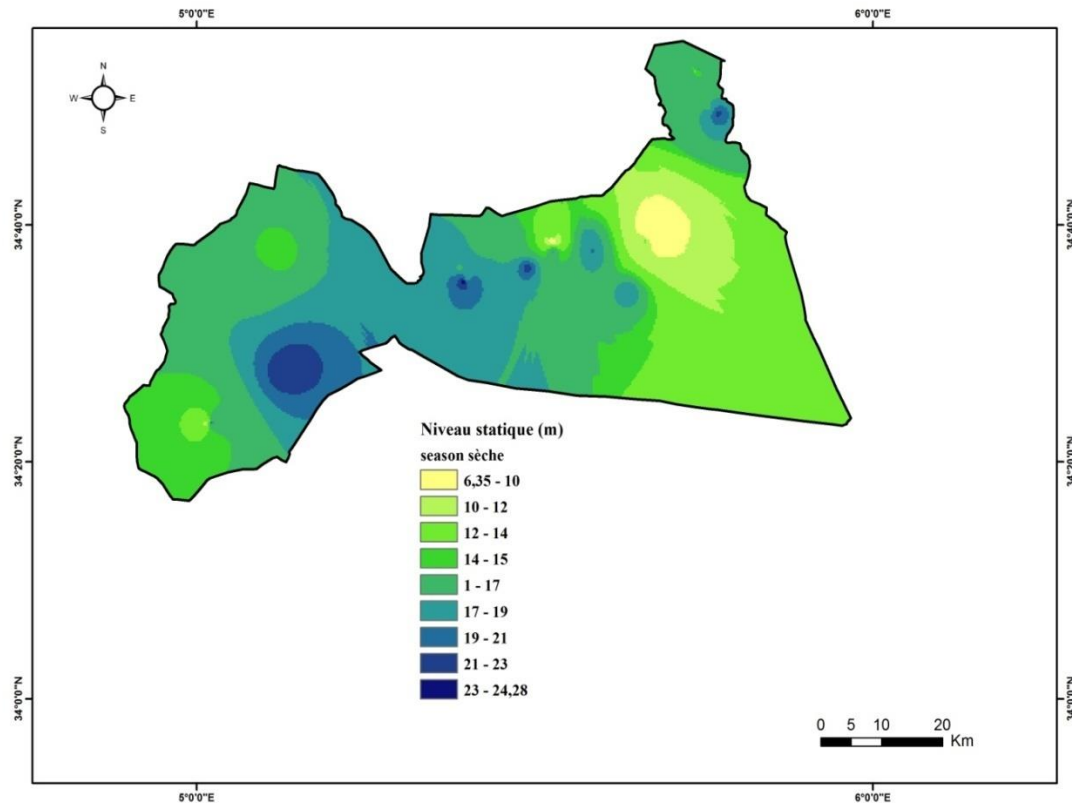


Figure 44 : Carte des profondeurs de l'eau pendant la saison sèche

3. Données sorties de modèle

3.1. Composantes du bilan hydrique

3.1.1. Ruissellement

Le modèle WetSpass simule le ruissellement mensuel de surface sur la base d'un coefficient de ruissellement comme facteur influencé par le type de végétation, le type de sol, la pente, la topologie, l'utilisation des terres et d'autres données hydrométéorologiques. La quantité de ruissellement de surface provenant des cartes montre que les habitations et les bâtiments empêchent l'infiltration, ce qui augmente le ruissellement de surface en raison des surfaces terrestres imperméables. Le ruissellement de surface presque nulle dans les sur les terres agricoles cultivées, en particulier sur les sols à texture sableuse la valeur maximale du ruissellement est marquée sur une texture argilo-sableuse avec un ruissellement total de 46,5% pendant la saison des pluies. La valeur la plus faible est observée pendant la saison sèche dans les terres agricoles cultivées et les zones végétalisées, en particulier dans les sols sableux avec un pourcentage de 0,04 %, la valeur maximale du ruissellement marquée dans les textures sablo-argileuses avec 44,5 % du ruissellement total pendant la saison des pluies.

La quantité de ruissellement de surface montre des variations dans les saisons humides et sèches. Le ruissellement de surface dans la zone d'étude varie de 0,04 mm à 12,03 mm et de 0,35 mm à 9,7 mm dans les saisons humides et sèches, respectivement (Fig.45 et 46), où 39 % de la majorité de la zone totale enregistre un ruissellement entre 0,34 - 1,3 mm dans la saison sèche, et 56,1 % de la zone totale marquée par un ruissellement entre 0,039 - 1,3 mm dans la saison humide.

D'après la simulation saisonnière du ruissellement de surface, la partie orientale de la zone d'étude présente les niveaux les plus élevés de sols argileux limoneux et/ou sableux et de sols argileux à faible perméabilité, qui contribuent au ruissellement de surface. En comparaison, en raison de la texture des sols sableux et limono-sableux, les zones sud et sud-ouest ont moins de ruissellement de surface. Les précipitations sont souvent causées par des orages avec une fine couche imperméable à la surface du sol, ce qui augmente le risque de ruissellement de surface.

Quant au fort ruissellement de surface enregistré dans la partie centrale de la zone d'étude, il est dû à plusieurs facteurs communs et dépendants tels que le couvert végétal, la pente, la présence de deux types de sol (loam sableux et argile limoneuse) à faible perméabilité. La faible perméabilité des sols entraîne une augmentation du ruissellement dans cette zone de la zone d'étude. Des résultats similaires sont trouvés par Babama'aji (2013) dans le bassin du lac Tchad. Dans les régions nord-ouest et sud de la zone d'étude, le ruissellement de surface est moins important. La tendance observée est également liée à la forte teneur en sols sablo-limoneux et limono-sableux présents dans cette zone de la région d'étude. Cela peut être lié au fait que le taux d'infiltration dans ces sols empêche un ruissellement élevé. Il est essentiel de noter que, quel que soit le type de LULC, les zones avec des sols sablo-limoneux génèrent moins de ruissellement. En général, on constate qu'environ 3,7 % et 4,8 % de la quantité totale de précipitations mensuelles deviennent du ruissellement de surface dans la zone d'étude pendant la période humide et sèche, respectivement. Cette augmentation du ruissellement mensuel pendant la période sèche peut être attribuée à l'humidité antérieure du sol pendant la période humide. Elle peut ne pas être liée à la texture du sol, mais plutôt au fait que le sol devient complètement saturé d'eau en raison des précipitations de la période humide, ce qui entraîne une infiltration faible ou nulle.

Ce résultat est similaire à ce qui a été observé dans les milieux semi-arides et arides dans certaines études précédentes telles que Dams et al. (2007), Tesfamichael et al. (2013), Al-Kuisi et El-Naqa (2013), Gebremeskel et Kebede (2017). Par exemple, dans le bassin aride de Jafr,

en Jordanie, Al Kuisi et El- Naqa (2013) ont constaté qu'aussi peu que 5 % des précipitations annuelles totales devenaient des écoulements de surface.

3.1.2. Évapotranspiration

WetSpass calcule l'évapotranspiration saisonnière mensuelle (ET₀) en tant qu'évaporation sèche du sol nu, transpiration de la couverture végétale, évaporation de l'eau libre. L'évapotranspiration réelle est un aspect du bilan hydrique permettant d'évaluer la recharge de l'aquifère quaternaire dans la région d'étude à l'aide du modèle WetSpass.

Les cartes ET₀ (Fig. 47 et 48) montrent une variation marquée due à la différence des précipitations au cours des deux saisons. Selon les résultats de la simulation WetSpass, les valeurs de l'ET₀ varient de 8,8 mm à 49 mm pendant la saison humide et de 0,55 mm à 137 mm pendant la saison sèche, ce qui indique que l'ET₀ est le principal processus de perte d'eau dans la zone d'étude. Ceci est attribué au taux élevé de radiation et au vent sec.

Pour les deux périodes, l'ET₀ réelle représente le principal facteur responsable de la perte d'eau dans la région d'étude. La distribution spatiale des cartes d'ET₀ montre que les valeurs élevées sont situées dans la partie centrale, qui est largement couverte par la végétation, et les valeurs faibles sont dans les zones urbanisées dans la section nord-ouest de la zone d'étude.

La carte ET₀ montre une variation significative due à la différence des précipitations au cours des deux saisons. Selon les résultats de la simulation WetSpass, 24,71% et 57,66% des précipitations mensuelles moyennes sont enregistrées dans la zone d'étude pendant la saison humide et la saison sèche. Les résultats de la variation de l'ET₀ dans cette étude sont presque similaires à certaines études précédentes (Tsfamichael et al. 2013 ; Al-Kuisi et El-Naqa 2013 ; Ashaolu 2020) indiquant que l'ET₀ est le principal processus par lequel la perte d'eau se produit dans la région de Biskra. Cependant, ce phénomène peut également être lié au climat et aux températures élevées, ainsi qu'aux LULC. Les études susmentionnées ont révélé que les bassins des régions arides perdent un pourcentage important de la quantité de précipitations par évapotranspiration par rapport aux bassins des régions humides. Par exemple, Tsfamichael et al. (2013) ont indiqué que 76% des taux annuels de précipitations sont perdus par ET chaque année, alors qu'ils atteignent 95% dans le bassin d'Al-Jafr en Jordanie (Al-Kuisi et El-Naqa 2013) et le bassin du lac Tchad (Babama'aji 2013).

3.1.3. Recharge

Le modèle WetSpass prédit le volume de la recharge des eaux souterraines, en soustrayant les sorties du bilan hydrique (R, ET₀) des précipitations (P). La recharge mensuelle des eaux souterraines varie de 0 mm à 9,55 mm pendant la saison humide, et de 0 mm à -15,56 mm

pendant la saison sèche (Figures 49 et 50). La recharge simulée à certains endroits dans la partie ouest de la zone d'étude a donné des taux de recharge faibles. Cela pourrait être dû au fait que la partie centrale de la zone d'étude a des températures élevées allant de 30,4°C à 32,2°C, ce qui entraîne une évapotranspiration élevée, et donc des taux de recharge plus faibles. De même, il existe des valeurs de recharge nulles et faibles dans certaines zones agricoles ou des oueds (Oued Djeddi et oued Biskra), résultant du pourcentage élevé de transpiration de la végétation (c'est-à-dire une décharge).

Dans la partie nord-ouest de la zone d'étude, la régénération des eaux souterraines est la plus potentielle, marquée par des pentes plates et des sols limono-sableux. Dans la partie sud-est, qui est caractérisée par des sols argileux et limono-argileux et des pentes montagneuses, la capacité de recharge des eaux souterraines est limitée.

La recharge dépend du stade d'urbanisation, c'est-à-dire que plus la concentration de l'agglomération est élevée, la recharge est moins importante. Dans les zones d'habitation, la différence dans la recharge des eaux souterraines est déterminée par l'imperméabilité du sol. La recharge est la plus élevée sous la couverture de la végétation et les surfaces nues comme forme de terrain naturelle ou presque naturelle. Ceci souligne l'importance de la végétation et/ou l'effet des activités humaines sur la recharge des eaux souterraines et les habitats dépendants dans la région étudiée. L'étude des variations de la recharge dans les Figures 49 et 50 peut être divisée en recharge manquante (décharge), nulle et excédentaire. Les terres agricoles et les sols nus ont reçu une recharge substantielle. Les utilisations du sol ont le plus grand effet sur le mécanisme de recharge dans la zone d'étude.

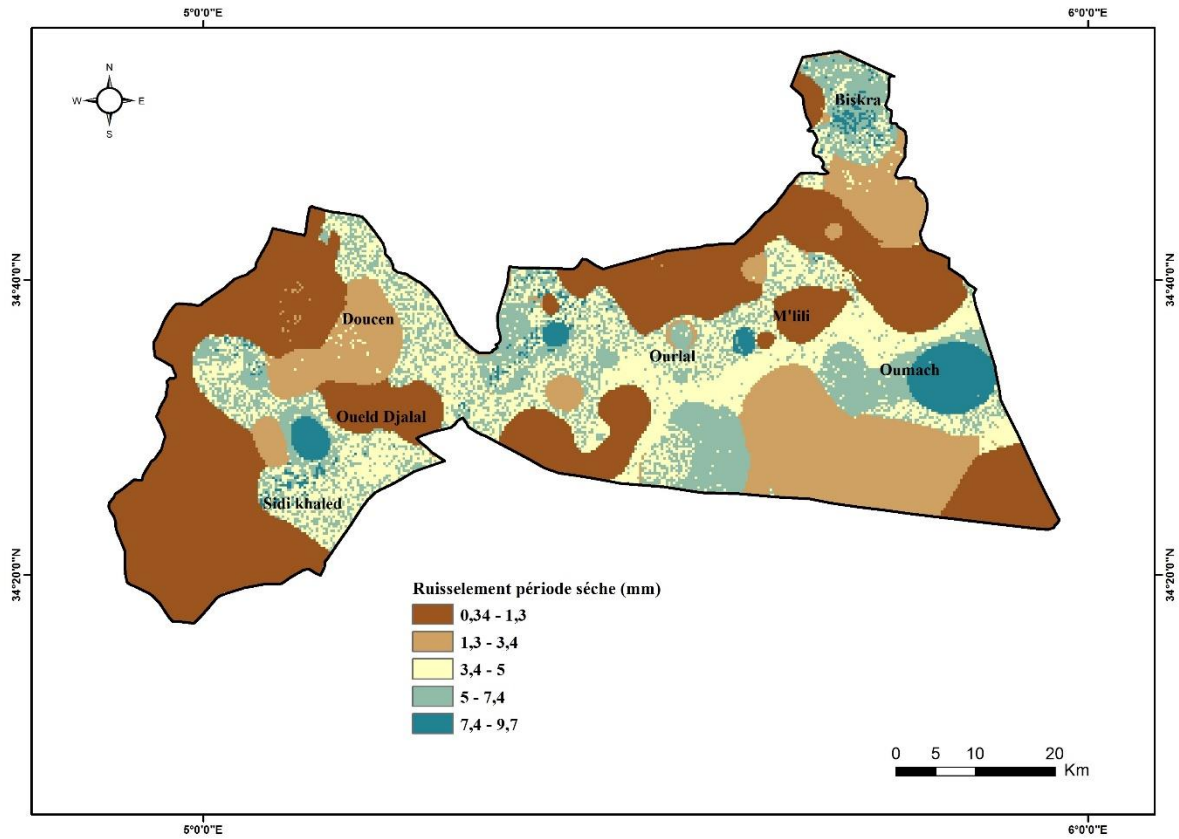


Figure 45 : Carte représentative du ruissellement de surface pendant la saison sèche

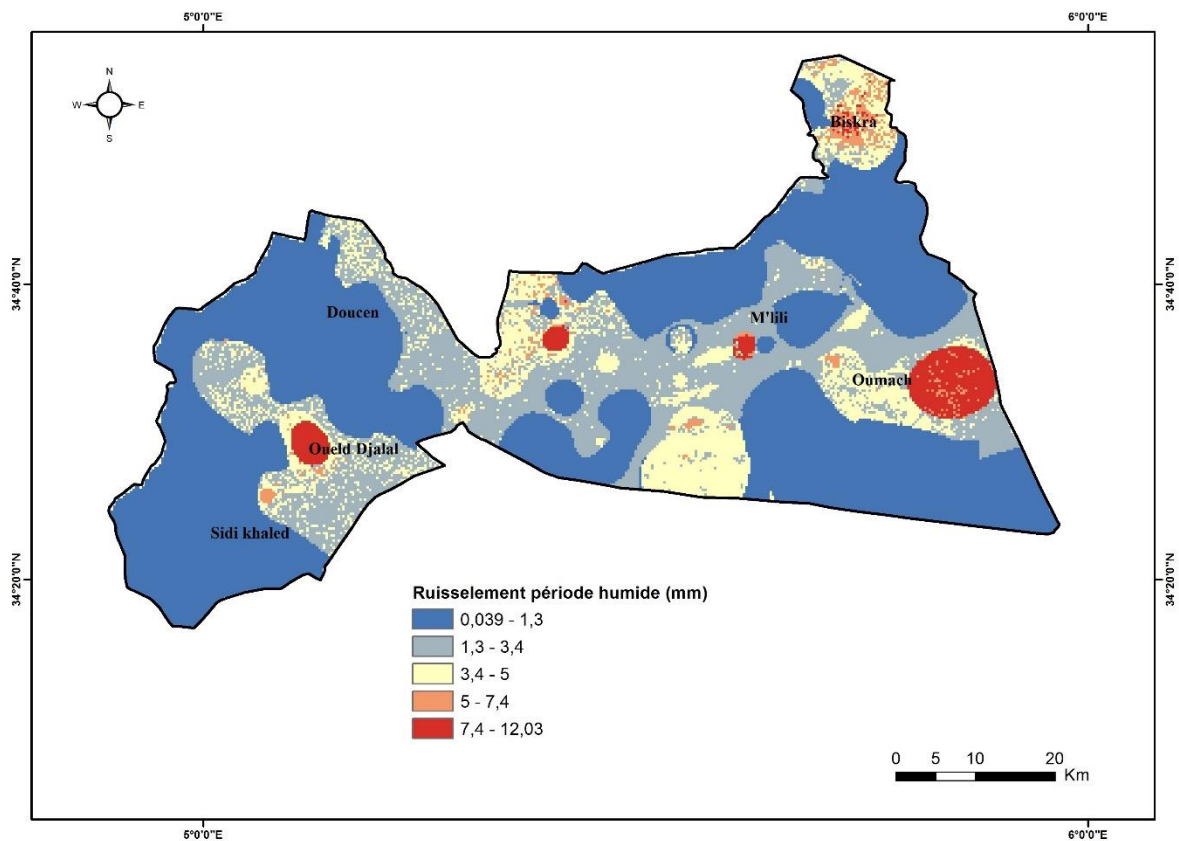


Figure 46 : Carte représentative du ruissellement de surface pendant la saison humide

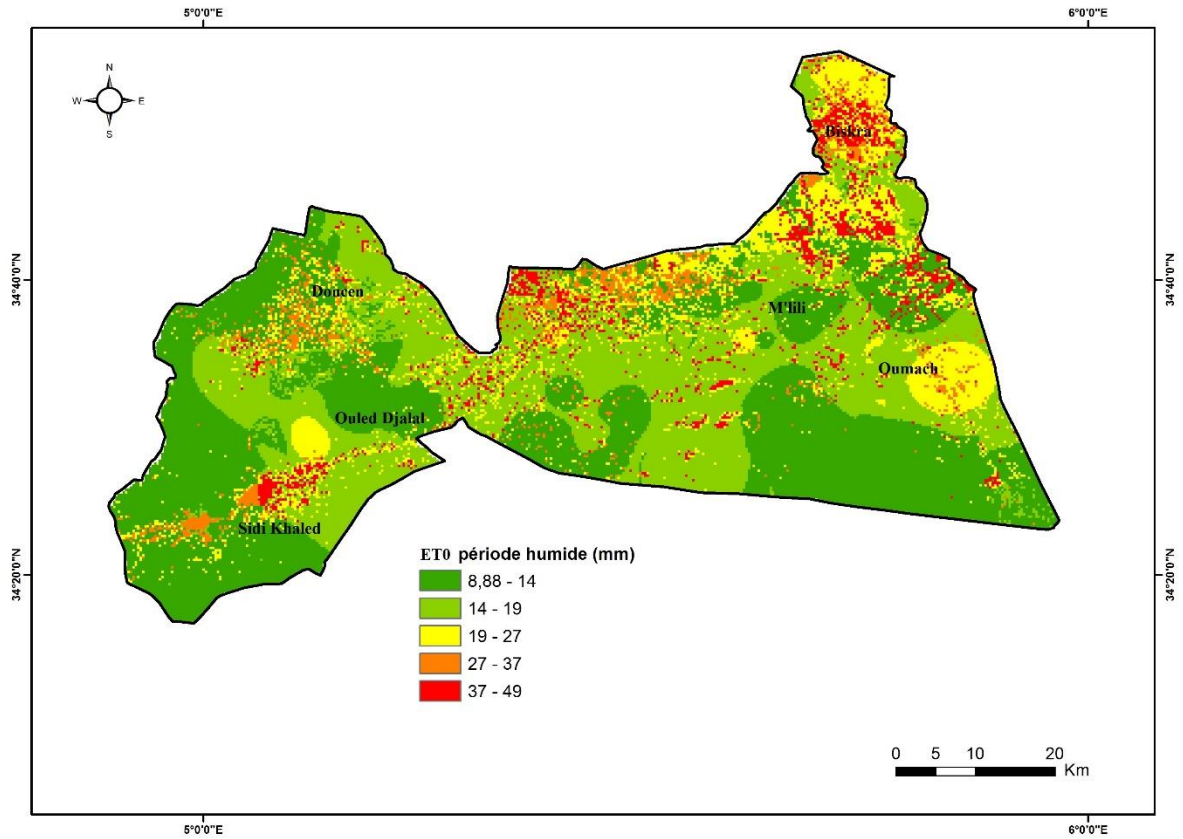


Figure 47 : Carte représentative de l'évapotranspiration pendant la saison humide

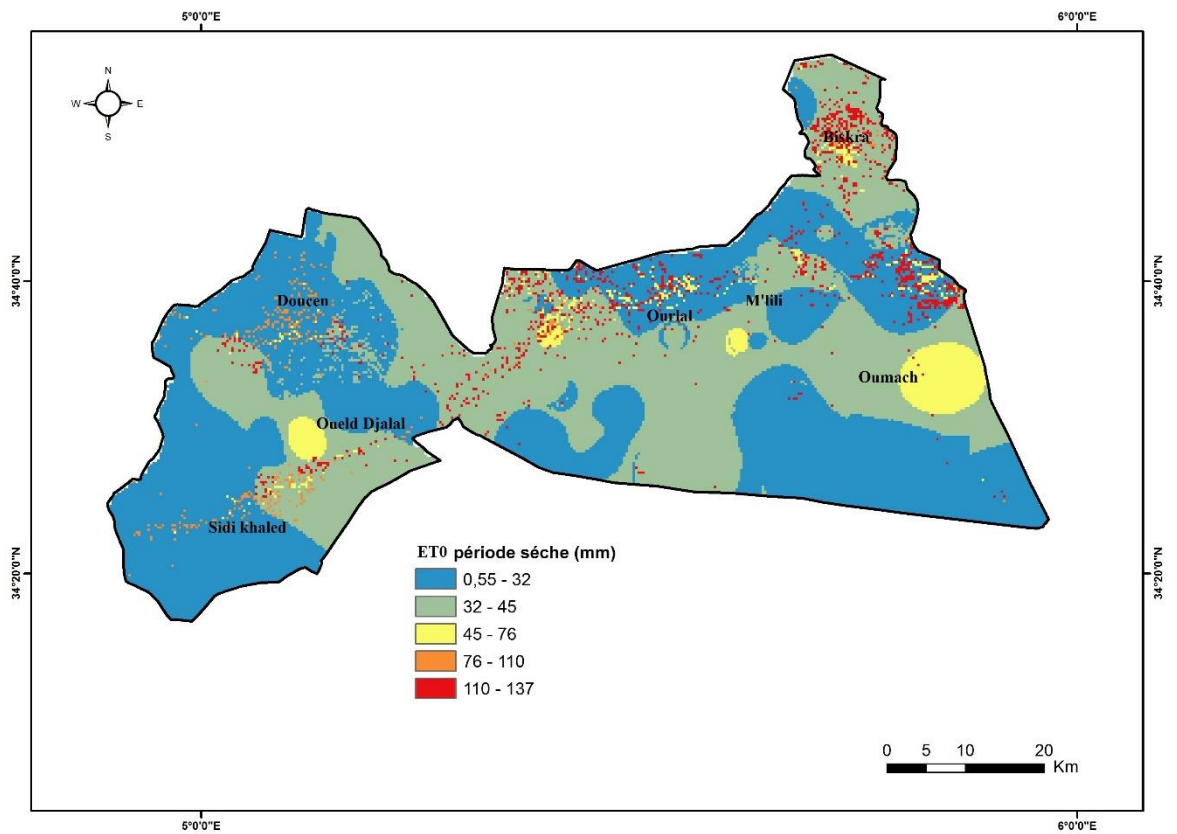


Figure 48 : Carte représentative de l'évapotranspiration pendant la saison sèche.

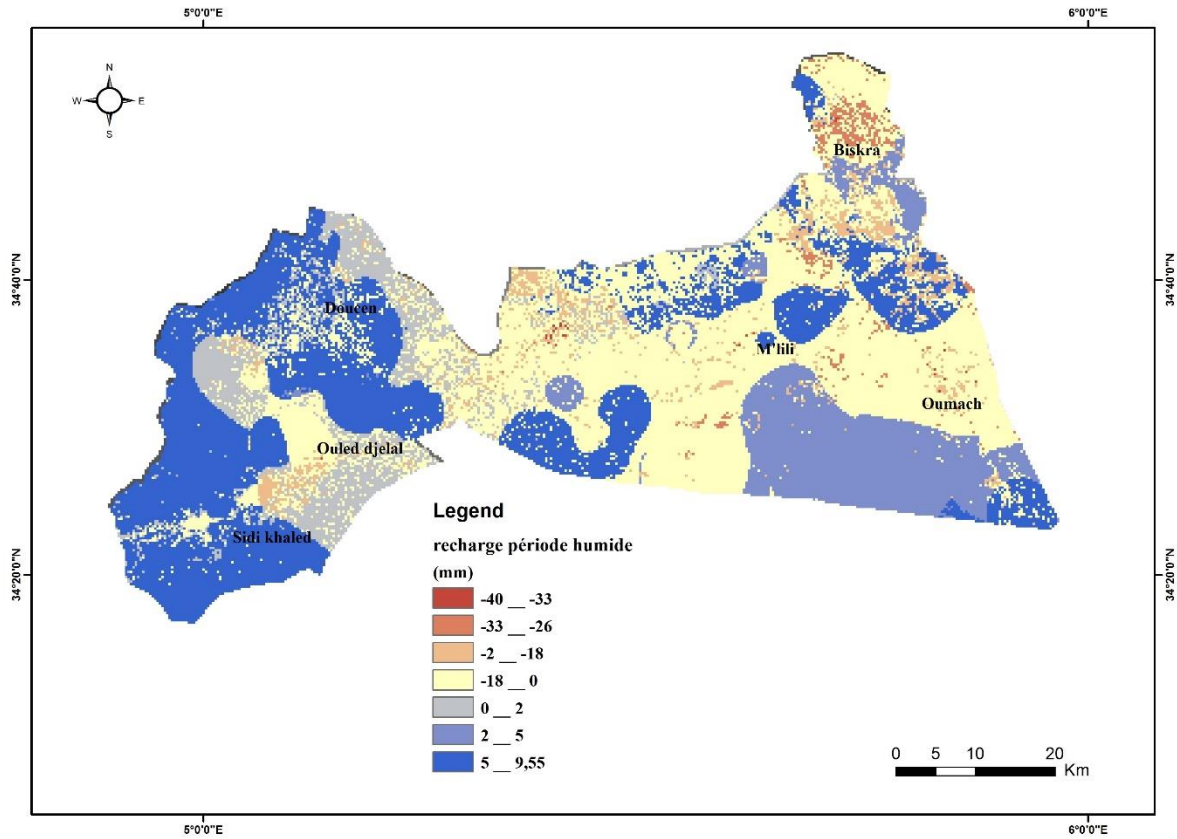


Figure 49 : Carte représentative de la recharge pendant la saison humide.

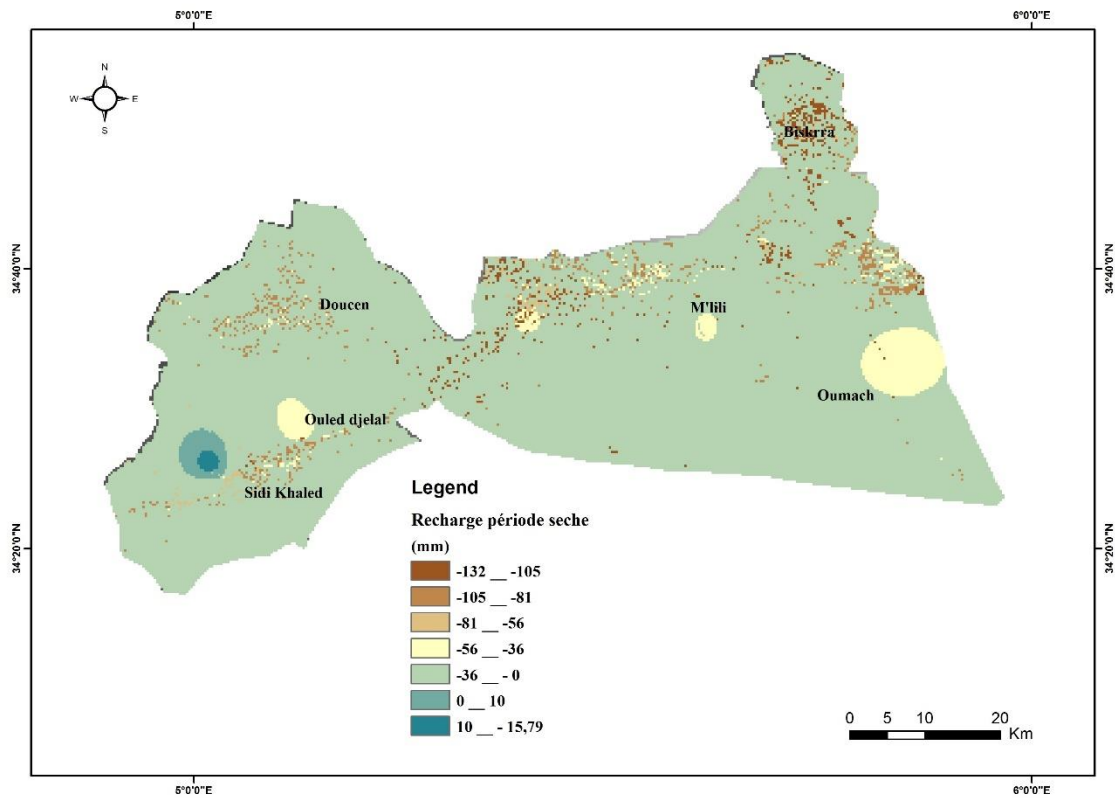


Figure 50 : Carte représentative de la recharge pendant la saison sèche

3.3. Influence de l'occupation et de l'utilisation du sol sur les composantes du bilan hydrique

Les eaux souterraines sont une source majeure d'eau potable dans le monde entier et jouent un rôle essentiel dans le maintien de la valeur écologique de nombreuses régions (GIEC, 2007 ; ONU/WWAP, 2006). Toutefois, la quantité et la qualité des eaux souterraines évoluent en raison de l'activité humaine (Gehrels et al., 2001), ce qui compromet l'adéquation du système des eaux souterraines comme source d'eau potable et affecte les réserves naturelles. L'évaluation de l'impact sur le système des eaux souterraines et la prévision de l'ampleur des changements à venir constituent donc un défi scientifique majeur (Tong, 2006 ; Wang et al., 2008). Les changements d'utilisation et de couverture des terres sont l'une des principales activités humaines qui modifient le système des eaux souterraines (Calder, 1993). Néanmoins, l'impact des futurs changements d'utilisation des terres sur le système des eaux souterraines n'a pas fait l'objet d'études approfondies. Tout au long de l'histoire de l'humanité, l'utilisation intensive des ressources terrestres par l'homme a entraîné des changements importants dans l'utilisation et la couverture des terres (Bronstert, 2004). Depuis l'ère de l'industrialisation et de la croissance démographique rapide, les phénomènes de changement d'utilisation des terres se sont fortement accélérés dans de nombreuses régions.

On sait que les changements d'utilisation des terres ont un impact sur l'hydrologie des bassins versants (Bhaduri et al., 2000 ; Fohrer et al., 2001 ; Bronstert et al., 2002 ; Hundecha et Bardossy, 2004 ; Tang et al., 2005). La recherche de l'impact des changements d'utilisation des terres sur l'hydrologie de surface a donc fait l'objet d'une attention considérable, tant pour les observations sur le terrain que pour les simulations de modèles.

Les figures 53 et 54 illustrent l'impact de LULC (sol nu, agriculture, forêt mixte, terrains bâtis et lacs) sur les différents RG en saison humide et en saison sèche, respectivement.

En général, les zones bâties et les lacs ne contribuent pas ou de façon négligeable au RG, alors que le ruissellement et l'évapotranspiration y contribuent davantage en raison de la nature du sol et de sa faible perméabilité. Ces parties sont réparties dans toute la zone d'étude, couvrant 8,6 % de la surface totale. Le degré d'imperméabilisation du sol dépend de la forme de LULC présente. Les résultats montrent une forte association négative entre l'imperméabilité et le pourcentage de recharge des eaux souterraines (Figure 51 et 52). Les forêts mixtes sont caractérisées par une contribution élevée à la RG (environ 40%) en saison humide et une contribution négligeable en saison sèche, tandis que l'ET0 et le ruissellement sont négligeables en saison sèche et deviennent plus importants en saison humide.

Les zones agricoles ont presque les mêmes taux de GR dans les deux saisons (environ 40% dans la saison humide et 35% dans la saison sèche), mais, comme on le voit dans la Figure 50, 99% de la zone d'étude montre une décharge d'eau souterraine dans la saison sèche. Les taux de ruissellement et l'ET0 augmentent dans ces zones pendant la saison sèche, ce qui peut être dû à la nature agricole de ces zones (irrigation excessive) (Boudibi et al., 2021a). Les sols nus sont caractérisés par des taux élevés de ruissellement et d'ET0 avec de faibles contributions aux GR. Ces zones ont des taux de ruissellement plus élevés que les terres agricoles en raison de l'absence d'une couverture végétale dense qui réduit le ruissellement. La zone d'étude est caractérisée par l'agriculture irriguée, et les eaux souterraines constituent la principale source d'irrigation, malgré la présence de la Fontaine des Gazelles barrage près de Djebel Merkizane dans la partie nord de la zone d'étude, qui n'est utilisé que pour l'irrigation de quelques petits périmètres dans la plaine d'El-Outaya (Boudibi et al., 2021a).

L'irrigation est fréquemment l'une des principales sources de recharge, qu'il s'agisse d'eau de surface ou d'eau souterraine. La recharge par l'irrigation se présente sous deux formes principales : par des pertes des canaux d'irrigation ou de l'infiltration de l'eau ou par l'arrosage extensif des champs cultivés. D'après les travaux réalisés de terrain dans la zone d'étude, ces sources de recharge sont très importantes, parce que les fuites sont plus importantes dans les canaux qui sont inutilisés pendant une longue période avant d'être remis en service, et les agriculteurs utilisent encore des systèmes d'irrigation traditionnels sans système de drainage.

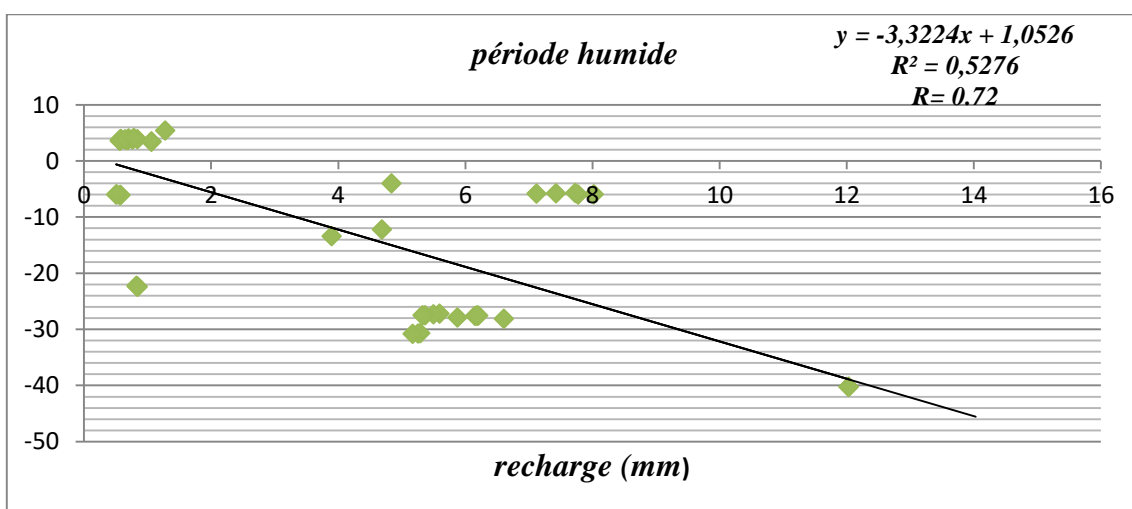


Figure 51: Corrélation entre l'agglomération et la recharge

-Période humide-

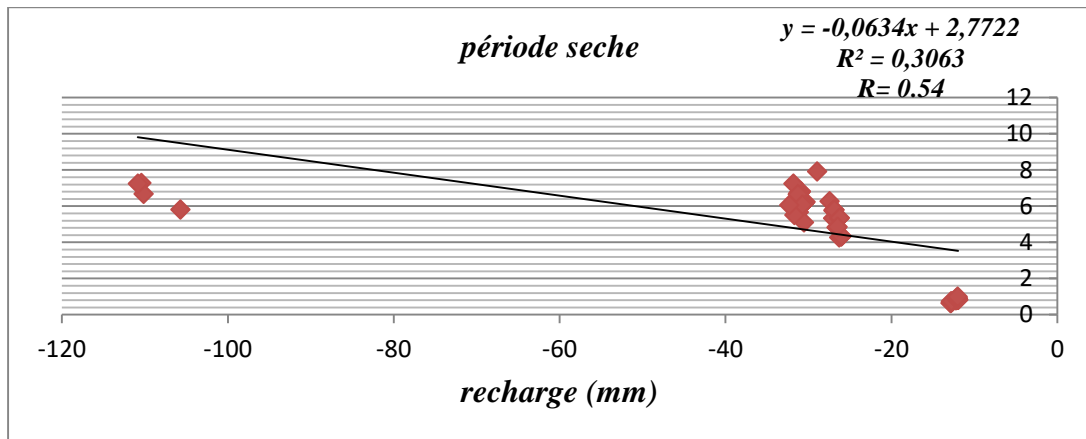


Figure 52: Corrélation entre l'agglomération et la recharge

-Période sèche-

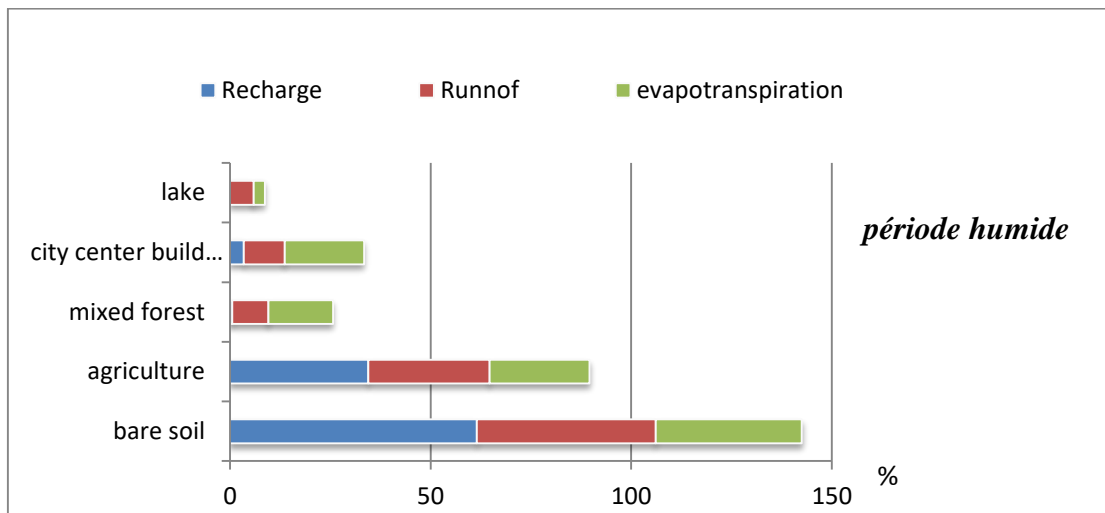


Figure 53: Pourcentage de la Recharge mensuelle, ruissellement et évapotranspiration en fonction du type d'utilisation des terres

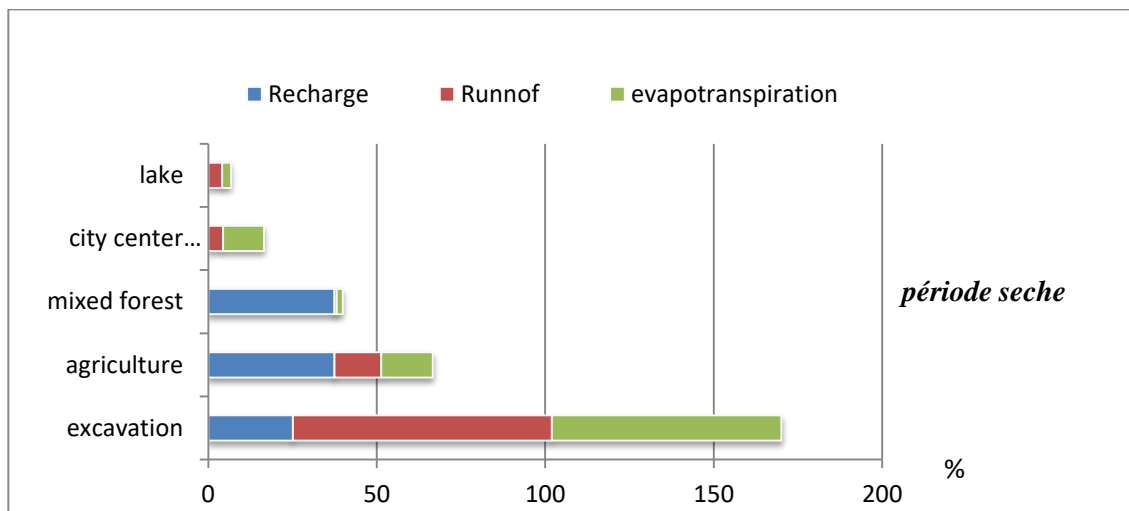


Figure 54: Pourcentage de la Recharge mensuelle, ruissellement et évapotranspiration en fonction du type d'utilisation des terres

3.4. Influence de la texture du sol sur les composantes du bilan hydrique(WBC)

Les figures 55 et 56 montrent les impacts de différentes textures de sol sur différents WBC en saison humide et sèche, respectivement.

La relation entre WBC et la texture du sol est importante pour la gestion des eaux souterraines parce que WBC se comporte différemment dans les différents types de sol (Wang et al. 2012). La texture du sol de la zone d'étude est principalement représentée par trois classes (englobant 96 % de la surface) : le sand loam (54 % de la surface ; situé dans les parties Ouest et Nord de la zone d'étude), le silty clay loam (34 % de la surface occupe la majeure partie du milieu de la zone d'étude), et la classe des loams (8 % de la surface totale ; située dans les parties Est et Sud de la zone d'étude). Comme le montre la figure 55, la plupart des RG (plus de 60 % des RG totales) de la zone d'étude sont de classe loam. La totalité des RG de la zone d'étude se trouve dans des sols sandy loam, qui constituent la classe texturale dominante, avec une perméabilité moyenne de 2,5 cm/h (FAO 2011). La partie restante de l'eau dans ces zones est perdue par ET0 (ces zones contribuent à plus de 30% du taux total d'ET0). La deuxième classe de texture de sol la plus dominante est caractérisée par une faible perméabilité (perméabilité < 0,8 cm/h), ce qui explique les taux élevés de ET0 et de ruissellement dans les zones dominées par cette classe. La troisième classe la plus dominante est caractérisée par une perméabilité modérée de 1,3 cm/h (FAO, 2011), et contribue à plus de 20% de la GR dans la zone d'étude. Les résultats de cette recherche fournissent des indications préliminaires à utiliser lors de l'analyse de la base de ressources et du développement de stratégies de réponses efficaces et appropriées pour la gestion durable des ressources en eau et en terre dans la région aride.

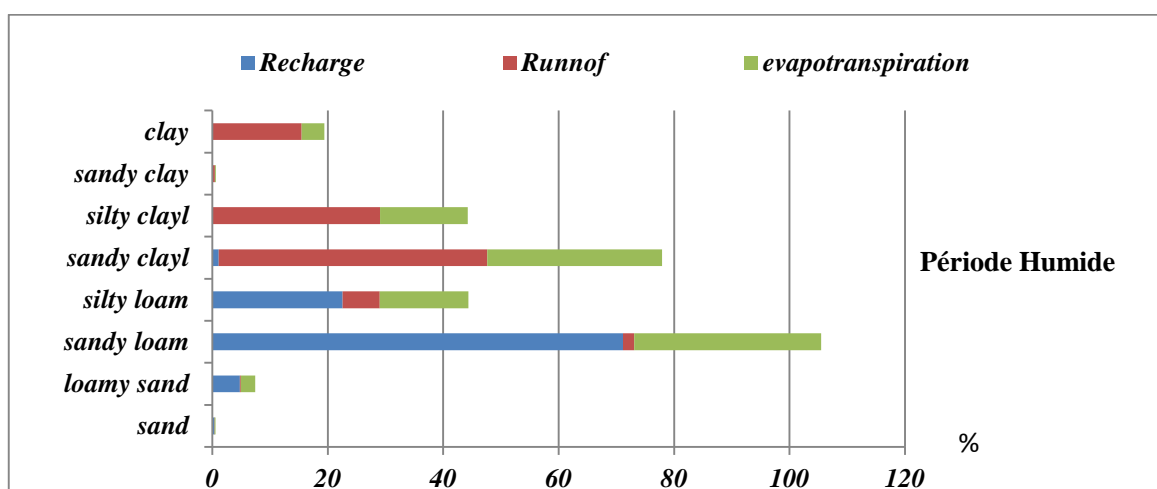


Figure 55: Pourcentage de la Recharge mensuelle, ruissellement et évapotranspiration en fonction de la texture du sol.

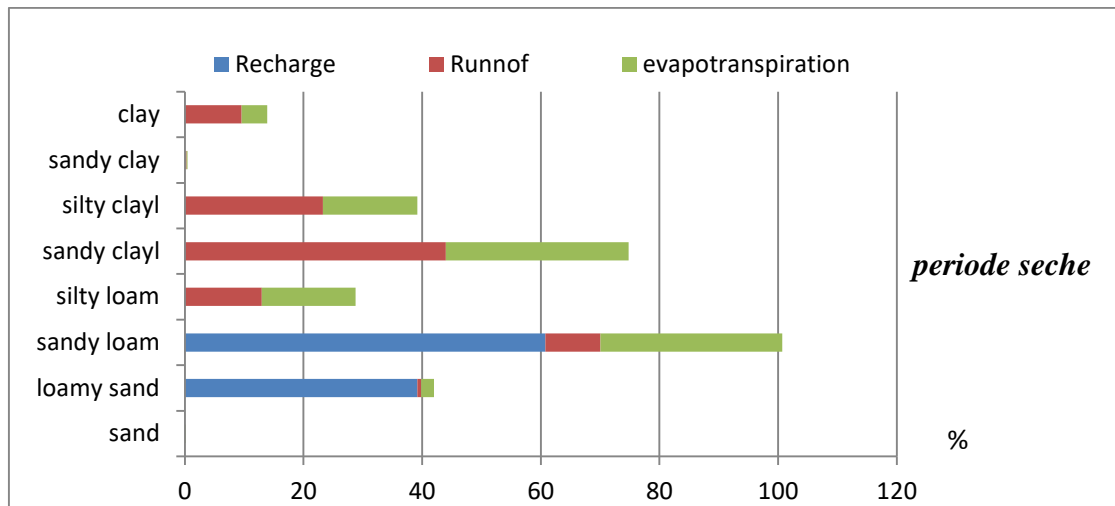


Figure 56: Pourcentage de la Recharge mensuelle, ruissellement et évapotranspiration en fonction de la texture du sol.

3.5.L'évaluation et calibration du modèle WetSpass

Le modèle développé est vérifié de trois manières. Premièrement couplé avec le modèle Modflow, en utilisant les résultats de WetSpass comme entrée du modèle Modflow. La recharge des eaux souterraines a été évaluée par le modèle WetSpass, puisqu'il s'agit d'un modèle basé sur la physique intégré dans le SIG ArcView en tant que modèle matriciel. Les résultats simulés sont présentés par saison et par mois au niveau de la grille. Ces résultats sont ensuite incorporés dans un modèle de simulation des eaux souterraines Modflow pour simuler la distribution de la charge hydraulique. Après avoir obtenu la distribution de la charge hydraulique du nouvel aquifère, elle est comparée aux charges hydrauliques observées, et pour cela, il est nécessaire d'introduire les paramètres hydrauliques de l'aquifère, les conditions aux limites, les conditions initiales. Le modèle WetSpass, quant à lui, simule la distribution surfacique de la recharge des eaux souterraines, en tenant compte de la relation entre les caractéristiques physiographiques de la zone d'étude et les facteurs climatiques, ainsi que du processus de ruissellement et d'évapotranspiration de surface.

La calibration manuelle a été mise en œuvre en observant l'adéquation graphique entre le niveau statique simulé et observé (Figure 57) et en utilisant des critères d'évaluation des performances du modèle, puis en utilisant les résultats obtenus et en les appliquant à la méthode des essais et erreurs (L'erreur moyenne (EM) en m, l'erreur moyenne absolue (EMA) en m et l'erreur quadratique moyenne (RMS) en m). Dans les deux cas, les comparaisons des niveaux statistiques observés et simulés ont confirmé que le modèle WetSpass est bien calibré dans le processus de modélisation qui a montré une bonne corrélation de R^2 et RMSE sont égaux à 0,88

et 1,59 mm pendant la saison d'hiver, et 0,95 et 1,59 mm pendant la saison sèche, respectivement (Figure 58).

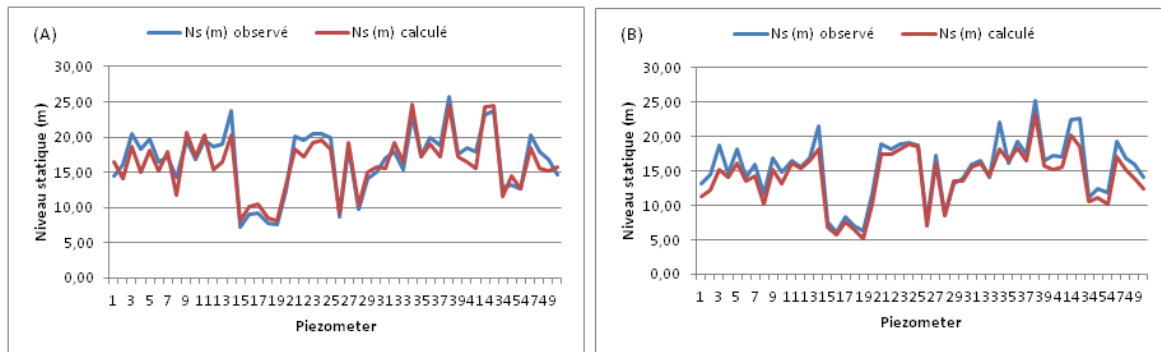


Figure 57: Comparaison entre les niveaux statiques mesurés et simulés, (A) saison humide, (B) saison sèche.

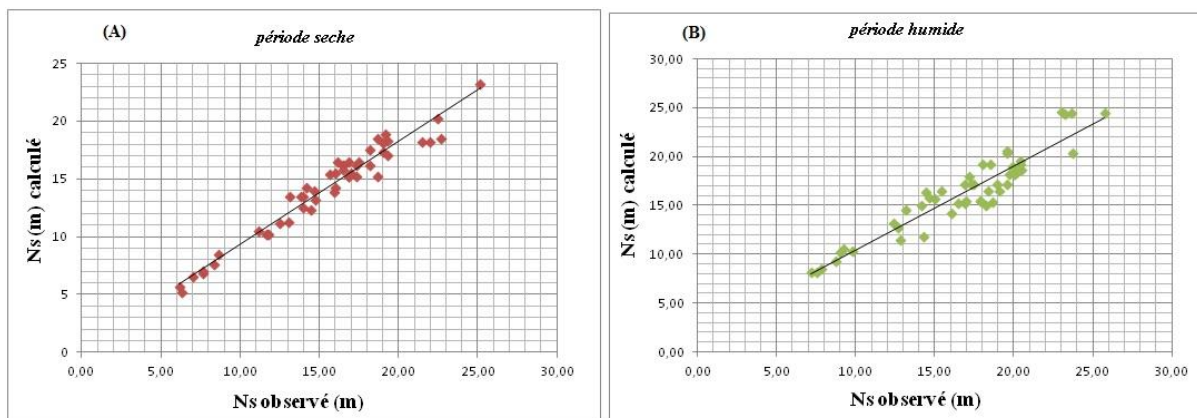


Figure 58: Comparaison entre niveaux statiques mesurées et simulées –Période sèche (A)-Période humide (B)

La deuxième évaluation pour confirmer les résultats de la carte de recharge obtenue, nous avons appliqué la méthode statistique (corrélation de Pearson ; superposition de la distribution des concentrations de NO_3^- sur la carte de recharge).

La comparaison entre les résultats des méthodes SIG révèle que les engrais chimiques utilisés dans les champs agricoles sont la principale cause de la concentration élevée de NO_3^- (Singha, et al., 2019). La distribution des niveaux de nitrates dans la zone d'étude est liée à des facteurs polluants, dont l'activité agricole. Afin de mettre en évidence les effets causés par les activités agricoles sur les eaux souterraines dans cette zone, 62 échantillons d'eau sont collectés au cours du mois de septembre 2017 dans des puits captant les eaux souterraines confinées dans l'aquifère quaternaire (Figure 59).

Les analyses réalisées dans les laboratoires du CRSTRA, selon la technique standard de Rodier (1996), montrent que dans les eaux souterraines de la zone d'étude, les nitrates sont présents

avec des concentrations qui varient entre 10 et 102 mg·L⁻¹. Ces concentrations semblent diminuer le long de l'axe d'écoulement des eaux souterraines du NE au SW le long de la zone d'étude. Sur la Figure 59, on peut voir qu'une grande partie des puits contaminés sont situés dans les zones de recharge élevée, alors que certains puits sont situés dans les zones de recharge basse. Dans l'analyse suivante, il est évident que la comparaison entre les concentrations moyennes de NO₃⁻ et les valeurs GR dans chaque zone de recharge.

La figure 60 montre une tendance constante à la hausse observée pour les indices moyens de nitrates et de recharge avec un coefficient de corrélation linéaire (R) fort égale de 0,80. Ceci peut être justifié par le fait que la plupart de la zone d'étude (41,35% de la surface totale) est utilisée pour l'agriculture et donc le flux de retour de l'irrigation contribue de manière significative à l'augmentation des concentrations de NO₃⁻ rapportées dans les eaux souterraines. en plus de l'urbanisation, des rejets industriels et d'autres sources de contamination.

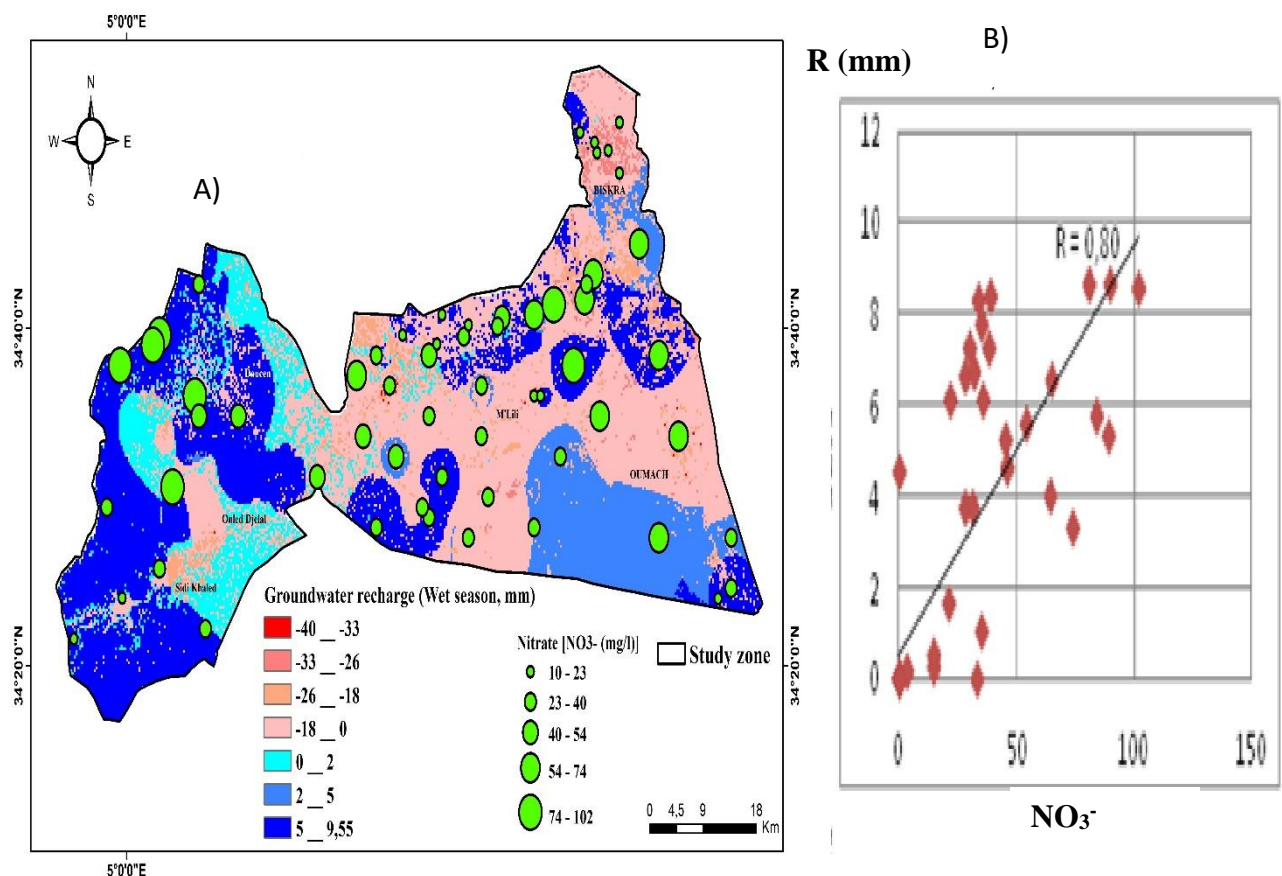


Figure 59 : (A) Répartition des points de surveillance de NO₃⁻ sur la Carte de recharge, (B) Nuages de points de recharge en fonction des concentrations de NO₃⁻

Chapitre Cinqième :
Indice de sensibilité

4. Carte du SI

4.1. Paramètres d'entrée

4.1.1. Recharge de l'aquifère

Le modèle WetSpass est utilisé pour prédire la quantité de la distribution spatiale annuelle de l'aquifère quaternaire de Biskra. La recharge annuelle moyenne de l'aquifère quaternaire de Biskra modélisée à l'aide de Wetspass varie de 0 à 69 mm (Figure 60). Les taux de recharge des résultats simulés montrent des valeurs faibles à certains endroits dans la partie Ouest de la zone d'étude. Cela pourrait être dû aux températures élevées allant de 30,4°C à 32,2°C, qui peuvent causer une évapotranspiration élevée et une baisse de l'humidité et par conséquent des taux de recharge plus faibles.

Dans la partie Nord-Ouest de la zone d'étude, la régénération des eaux souterraines est la plus potentielle, ce qui est marqué par des pentes plates et des sols limono-sableux. Dans la partie Sud-Est, la capacité de recharge des eaux souterraines est limitée, et caractérisée par des sols argileux et limono-argileux et des pentes de montagne.

La recharge dépend fortement du taux d'urbanisation, c'est-à-dire que plus l'urbanisation est importante, plus la recharge est faible, et pour les zones végétalisées et dénudées, la recharge est relativement élevée. Ceci souligne l'importance de la végétation et/ou l'effet de l'activité humaine sur les taux de recharge et les habitats dépendants dans la zone d'étude. Les variations de recharge observées dans la carte de la couverture végétale et des sols nus indiquent que ces zones ont reçu une recharge considérable, ce qui nous indique que les utilisations du sol ont le plus grand impact sur le mécanisme de recharge dans la zone d'étude.

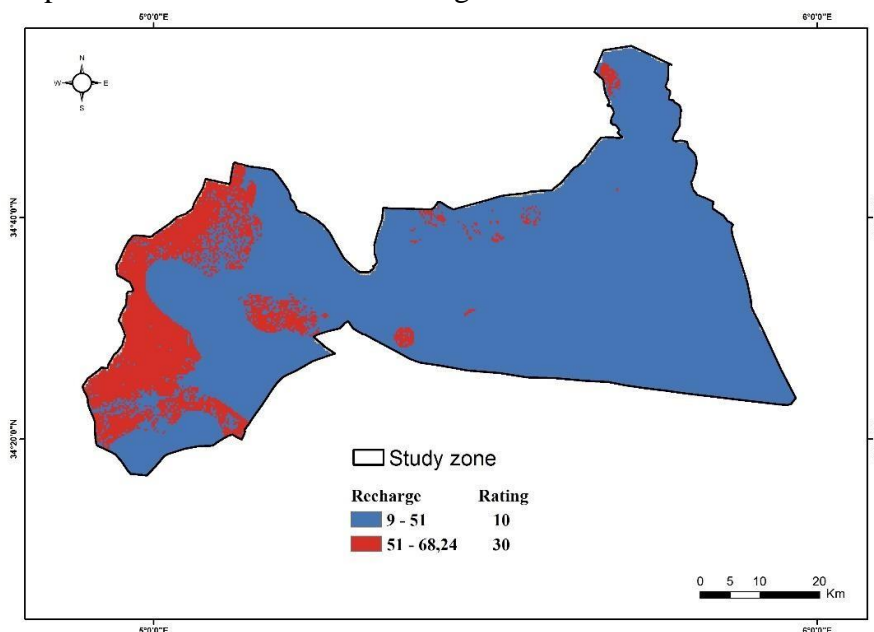


Figure. 60 : Carte de recharge de l'aquifère quaternaire dans la zone d'étude.

4.1.2. Utilisation des terres/couverture des terres

La zone d'étude est divisée en six classes de LULC en utilisant le DTC (Fig. 61). Des notes plus élevées sont attribuées aux terres agricoles (90), aux zones bâties (75) et aux terres nues (75), car le risque de pollution des eaux souterraines augmente avec la présence de ces types de terres dans chaque zone (tableau 8). Les attributs approuvés dans cette évaluation sont NDVI, NDWI, BI et CI.

La répartition des zones est la suivante : les terrains nus dominant avec 46,58% de la surface totale, les terrains cultivés avec 29,47%, les forêts (palmiers dattiers) avec 11,88%, les plans d'eau et les vallées avec 3,11% et les zones urbaines avec 8,94%, avec une précision globale de 89,52%.

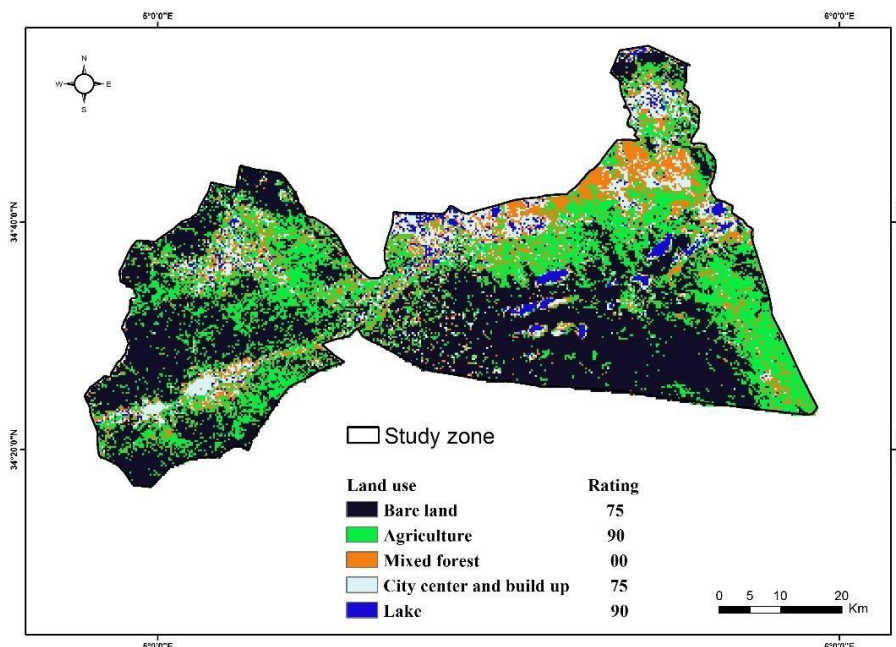


Figure. 61 ; Carte d'utilisation et de la couverture des sols de la zone d'étude

4.1.3. Profondeur de l'eau

La carte de profondeur des eaux souterraines est préparée à partir des données moyennes du niveau des eaux souterraines mesurées dans 75 puits d'observation pendant une période de 6 ans (2012-2017). Une technique de pondération de la distance inverse (IDW) est utilisée pour interpoler les points de données (puits) et générer la couche matricielle. La carte générée est divisée en quatre classes et des scores leur sont attribués en fonction de leur risque de contamination (tableau 8). Une note plus élevée est attribuée aux eaux souterraines peu profondes et vice versa. La carte de la profondeur des eaux souterraines (Figure 62) indique que les niveaux des eaux souterraines dans la plupart de la zone d'étude varient entre 15,2 et 22,5 m (86,26% de la zone totale).

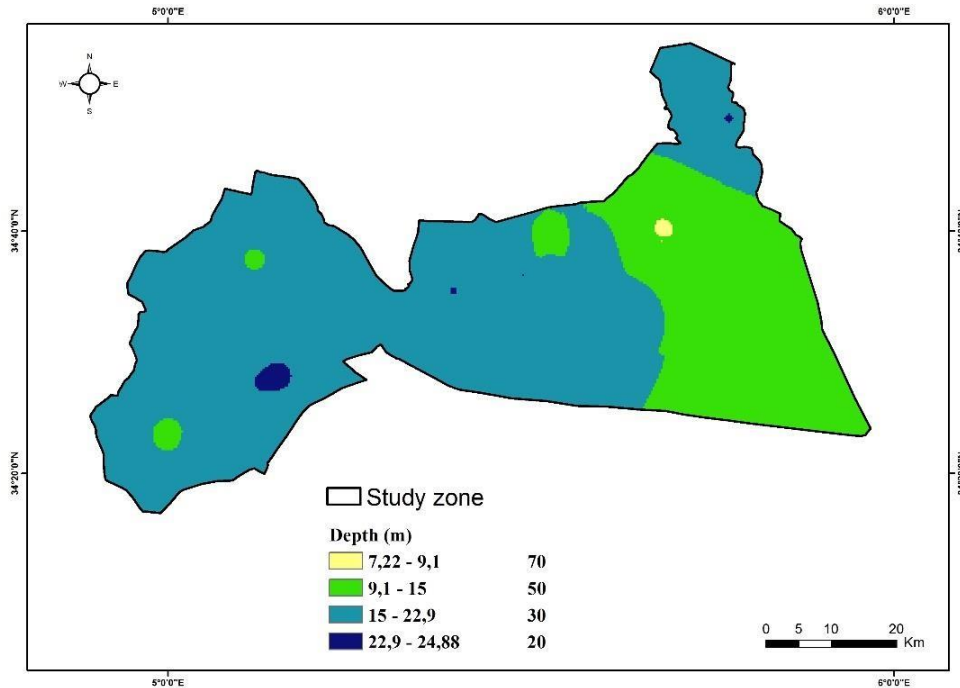


Figure. 62 ; Carte des profondeurs d'eau de l'aquifère quaternaire

4.1.4. Milieu aquifère

La carte des zones aquifères est générée à partir de la carte géologique (Fig. 64). Les différentes unités lithologiques sont transformées en utilisant les données du Tableau 8. Les dépôts alluviaux du Quaternaire reçoivent le score le plus élevé de 100. Les zones de la formation marine du Cénozoïque sont caractérisées par des sédiments fluviaux très perméables et reçoivent un score de 70. La formation sédimentaire du Crétacé, qui est composée de matériaux de perméabilité moyenne à élevée, principalement du grès, a reçu un score de 60.

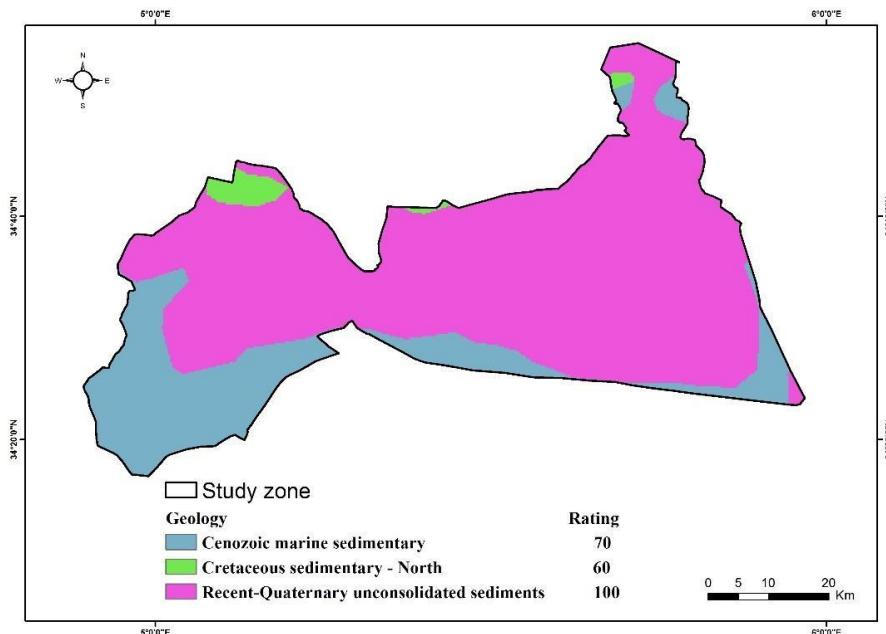


Figure. 63 : Carte des Milieux aquifères de la zone d'étude

Tableau 10. Résultats des techniques de pondération des paramètres en utilisant SPSA

Parameters	Theoretical weight	Modified weight			
		Average	Maximum	Minimum	Standard deviation
D	0.186	0.117	0.280	0.058	0.032
R	0.212	0.048	0.190	0.029	0.026
S	0.121	0.167	0.041	0.019	0.049
A	0.259	0.042	0.812	0.241	0.078
LULC	0.222	0.249	0.499	0.000	0.110

4.1.5. Pente

La carte d'altitude (Figure 65) du modèle SI indique la pente de la surface du terrain. Elle est générée à partir du MNE et divisée en cinq catégories, et les cotes SI sont attribuées aux plages correspondantes (Tableau 8), où les faibles pentes ont reçu des cotes élevées qui sont principalement les zones avec un pourcentage de pente allant de 0 à 2% (côte = 100) et de 2 à 6% (cote = 90). Quelques zones ont reçu une note de 10, où la pente est très élevée (pentes >18%). Le tableau 10 montre les résultats des techniques de pondération des paramètres à l'aide de SPSA.

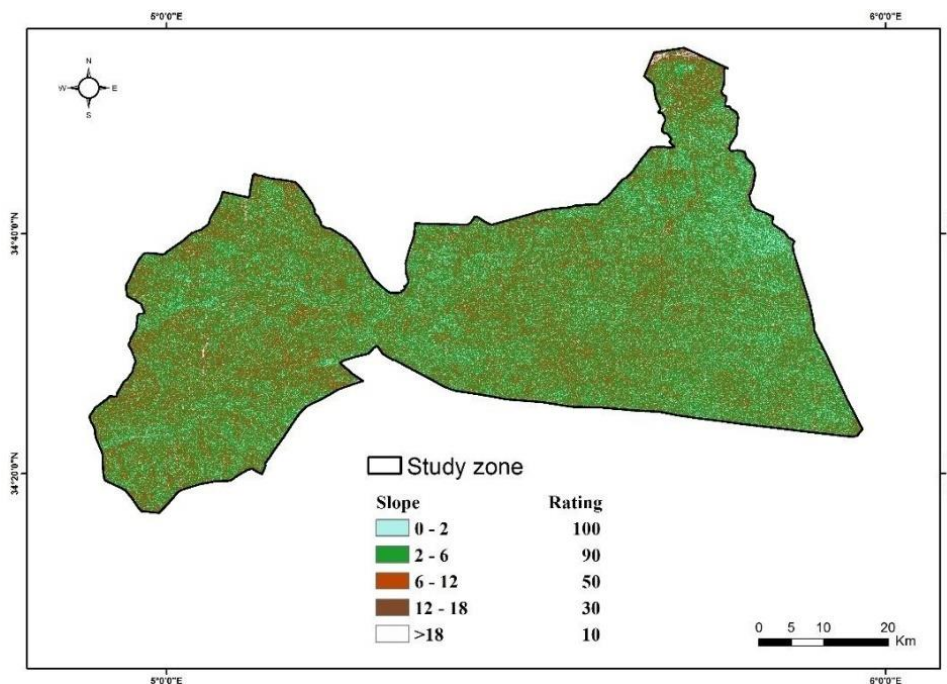


Figure 64 : Carte des pentes de la zone d'étude

4.2. Carte SI modifiée

L'évaluation de la vulnérabilité des eaux souterraines de l'aquifère quaternaire permet d'identifier les zones à risque de contamination. Les résultats de l'application du modèle SI montrent qu'une grande partie de l'aquifère quaternaire est à risque de contamination si les utilisateurs ne changent pas certaines mauvaises pratiques. Pour les agriculteurs, réduire l'utilisation intensive d'engrais dans certaines parties des sites visités dans la zone d'étude tout en limitant l'utilisation irrationnelle de l'eau d'irrigation, et d'autre part, améliorer le réseau d'assainissement domestique et ne pas le rejeter dans la nature, qui rendent nécessaire la mise en place d'un réseau de surveillance du NO_3^- pour prévenir la contamination des eaux souterraines (Figure 65). Quatre catégories reflétant une évaluation de la vulnérabilité allant de faible à élevée sont considérées (Figure 66). Une grande partie de l'aquifère quaternaire de Biskra est classée comme très fortement sensible à la pollution avec des SI allant de 84 à 91. Ces indices de sensibilité très élevés sont localisés dans la partie orientale de la commune de Biskra ; la commune de Doucen dans la partie nord-ouest et la commune d'Oumache dans le centre-nord de la zone d'étude. Ces zones couvrent une partie des agglomérations à forte densité de population ou des zones agricoles mal gérées, qui sont liées à des niveaux élevés d'émissions polluantes, les émissions polluantes proviennent principalement de diverses sources à forte teneur en azote, telles que les eaux usées domestiques, les eaux usées industrielles, etc. La nature hydrogéologique de ces zones n'empêche pas la pénétration des polluants azotés produits dans les aquifères, les eaux souterraines de ces aquifères sont donc plus sensibles à la pollution par les nitrates. En revanche, la zone ouest de la zone d'étude et les Oueds du nord-est de la région sont plus vulnérables à la pollution par les nitrates. Cela est dû à la présence de points dans les vallées qui déversent des eaux usées non traitées dans les Oueds, mais dans les terrains nus nous avons enregistré des valeurs SI entre 64 et 84 (forte sensibilité à la contamination) car toutes les conditions sont favorables, comme c'est la nature géologique de la zone (forte infiltration), la faible pente (permettent la stagnation de l'eau). Dans les zones urbaines, industrielles et commerciales, l'indice diminue pour atteindre des valeurs faibles avec un SI compris entre 27 et 45 (faible susceptibilité à la pollution). Cependant, la zone des forêts est classée comme zone vulnérable modérée (SI entre 45 et 64).

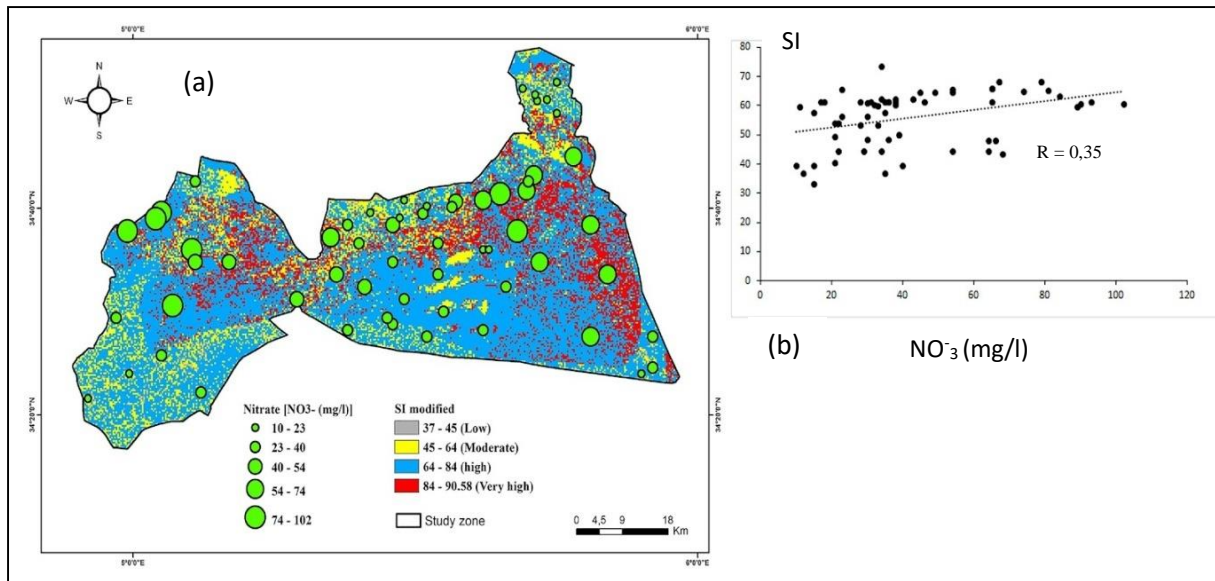


Figure. 65 : (a) Carte de l'indice de sensibilité, (b) nuage de points de l'indice de sensibilité en fonction des concentrations de NO₃⁻

4.3. Validation de la carte SI

Les résultats SPSA pour la carte de vulnérabilité des eaux souterraines (CVE) (Figure 66-a) indiquent que l'environnement aquifère et LULC sont les paramètres les plus efficaces dans notre étude avec des poids effectifs moyens élevés (26% et 22%, respectivement), ce qui signifie que LULC joue un rôle majeur dans la performance du CVE dans cette étude. Les paramètres de profondeur d'eau et de recharge nette avaient un poids effectif inférieur à celui qui leur était attribué, ce qui ne signifie pas que ces paramètres n'ont aucun effet sur la pollution des eaux souterraines et que nous ne pouvons pas les exclure du modèle (Jmal et al., 2017). D'autres paramètres, comme la recharge, représentent des valeurs effectives inférieures aux poids qui leur ont été attribués. Dans l'ensemble, les résultats mettent en évidence l'effet de l'environnement de l'aquifère et des LULC dans l'évaluation de la vulnérabilité. Il est impératif de valider le CVE car il s'agit d'un modèle empirique créé en utilisant la combinaison linéaire additive de la couche SI et du LULC révisé.

Par conséquent, comme le NO₃⁻ est l'indicateur le plus courant de la contamination anthropique des ressources en eau, sa concentration dans les eaux souterraines est corrélée avec le SI dans l'espace multidimensionnel de la zone d'étude. La concentration de NO₃⁻ signalée est principalement due au flux de retour de l'eau d'irrigation, qui est contaminée par de mauvaises pratiques agricoles (utilisation excessive d'engrais et de pesticides) ou d'autres sources de pollution. Un total de 62 échantillons d'eau souterraine sont analysés pour le NO₃⁻. Les résultats indiquent que la teneur en NO₃⁻ varie de 10 à 102 mg/L dans la zone d'étude. La Figure 66-b

met en évidence la corrélation linéaire entre NO_3^- et le SI. Le coefficient de corrélation linéaire (R) indique une faible corrélation entre les valeurs modifiées du SI et les valeurs de concentration de NO_3^- avec $R = 0,35$.

Le test F de l'ANOVA indique une différence significative claire entre les catégories de sensibilité pour l'ensemble du modèle ($P < 0,01$). Sinon, l'hypothèse nulle d'égalité des moyennes n'est clairement rejetée et il existe une variation significative des moyennes entre les différentes catégories. Un niveau élevé de $[\text{NO}_3^-]$ serait remarqué dans les zones de haute sensibilité aux eaux souterraines et vice versa. Ceci est évident dans les zones agricoles et les terres nues, en raison de la présence de certaines zones dans la zone d'étude où les eaux usées non traitées s'écoulent, en raison de l'absence d'une station de traitement des eaux usées, ce qui a provoqué une augmentation des concentrations de nitrates. Les résultats montrent que l'évaluation de la sensibilité est une méthode efficace pour l'évaluation de la vulnérabilité des eaux souterraines.

Dans la plupart des situations, la corrélation des résultats de la sensibilité avec l'occurrence actuelle de la contamination est une méthode permettant de confirmer la fiabilité de la cartographie de la sensibilité des eaux souterraines (Yang et al. 2017). Il est essentiel de prendre en considération que les bonnes performances sur un seul polluant peuvent comporter des incertitudes. Néanmoins, étant donné les activités agricoles extensives et la sur utilisation des engrais azotés dans la zone d'étude, la concentration en NO_3^- est considérée comme l'indicateur clé pour confirmer la fiabilité des cartes de sensibilité.

Sur la Figure 67, on observe qu'une grande partie des puits contaminés est située dans les zones de sensibilité élevée (35 puits) ou très élevée (10 puits), tandis que 16 puits sont situés dans des zones de sensibilité modérée. Neshat et al. (2014) ont indiqué que la concentration moyenne de NO_3^- et l'IS devraient augmenter simultanément pour assurer une meilleure corrélation entre l'activité humaine et la valeur moyenne de NO_3^- . Dans l'analyse suivante, il est évident que la comparaison entre les concentrations moyennes de NO_3^- et les valeurs du SI dans chaque zone à risque (Figure 67) montre une tendance régulière à la hausse observée pour le nitrate moyen et les indices de vulnérabilité moyens de la catégorie intermédiaire à la catégorie de zone à très haut risque. Ceci pourrait être justifié par le fait que la plupart de la zone d'étude (41,35% de la surface totale) est destinée à l'agriculture et donc le flux de retour de l'irrigation contribue de manière significative à l'augmentation des concentrations de NO_3^- rapportées dans les eaux souterraines, en plus de l'urbanisation, des rejets industriels et d'autres sources de contamination.

Pour tester l'impact de l'activité humaine sur la contamination des eaux souterraines, nous avons comparé la diffusion des concentrations de NO_3^- et des valeurs SI avec trois classes d'utilisation des terres (terres nues, forêts et zones agricoles). D'après la Figure n°68, la valeur moyenne la plus élevée de 58 mg /l et une valeur moyenne de SI de 76,18 ont été remarquées dans 16 puits contaminés situés dans des zones cultivées, suivis par 8 puits contaminés situés dans une zone forestière (les valeurs moyennes de nitrate et d'IS sont de 48,12 et 77,16 mg /l, respectivement) et 38 puits contaminés situés dans des terres nues avec des valeurs moyennes de nitrate et de SI de 27,31 et 69,62 mg /l, respectivement.

La comparaison entre les résultats des méthodes SIG révèle que les engrais chimiques utilisés dans les champs agricoles sont la principale cause de la forte concentration de NO_3^- (Singha, et al., 2019). Cela est évident dans les zones agricoles par rapport aux terres nues (Figure 67), ce qui nous a donné un aperçu clair et général de l'intervention humaine dans ces zones. Dans les terrains nus et les zones non cultivées, on remarque une faible concentration de nitrate (27,31 mg/l), ce qui indique qu'il n'y a pas d'intervention chimique de l'agriculteur à cette période, mais ces zones restent sensibles à la pollution, avec un SI moyen de 69,62. Il est donc nécessaire de mettre en place un réseau de surveillance des concentrations en nitrates pour limiter la pollution des eaux souterraines. Selon les résultats obtenus, la carte de risque de contamination qui a été générée dans la zone d'étude actuelle est validée par les différentes méthodes appliquées.

L'étendue de l'impact de l'activité humaine sur la pollution des eaux souterraines a été analysée en comparant la prévalence des concentrations de NO_3^- et les valeurs SI sur trois classes d'utilisation des terres (sols nus, forêts et zones agricoles). Grâce à cette comparaison, il a été conclu que les engrais chimiques utilisés dans les activités agricoles sont responsables de la forte concentration de nitrates, ce qui indique une vue d'ensemble claire et générale de l'intervention humaine dans ces zones. Dans les forêts mixtes, la concentration de NO_3^- est relativement élevée, en raison de l'utilisation d'engrais chimiques, et dans les terres nues, la teneur relativement élevée en nitrates est probablement due au rejet d'eaux usées non traitées dans ces zones. Par conséquent, les résultats obtenus valident la carte des risques de pollution générée.

Après validation, en utilisant le degré de nitrate observé dans les eaux souterraines, il a été constaté que les zones les plus vulnérables à la pollution sont situées autour d'Oumache, Lioua et Doucen, comme le montre la Figure 66. Dans certaines études précédentes, telles que Jesiya et Gopinath (2019) ; Zouhri et Armand (2019), indiquent que, cela est principalement dû à (i) des eaux souterraines peu profondes : ce qui implique une plus grande probabilité de

contamination car la pollution atteint rapidement les eaux souterraines. Kumar et Pramod 2019 affirment que cela peut être dû à (ii) une pente plus faible, qui favorise l'infiltration de l'eau plutôt que le ruissellement ; (iii) ou la formation géologique de l'aquifère : qui favorise le transport d'une plus grande quantité d'eau contaminée dans le système d'eaux souterraines (Zouhri et Armand 2019) ; et (iv) une recharge relativement élevée : qui agit comme un véhicule pour le transport des polluants depuis la surface (Nazzal et al., 2019).

Les résultats de l'application du SI montrent qu'une grande partie de l'aquifère quaternaire de Biskra est classée comme très fortement sensible à la pollution, qui est située dans la partie orientale de la commune de Biskra ; la commune de Doucen (partie Nord-Ouest de la zone d'étude) et la commune d'Oumache dans la partie centre-nord de la zone d'étude avec des valeurs d'IS entre 84 et 91. Ces zones sont notamment situées dans des parties de zones urbaines caractérisées par une forte densité de population ou des zones agricoles mal gérées, qui sont associées à des niveaux élevés d'émissions de polluants. Les polluants proviennent principalement de diverses sources à forte teneur en azote, notamment les eaux usées domestiques et industrielles.

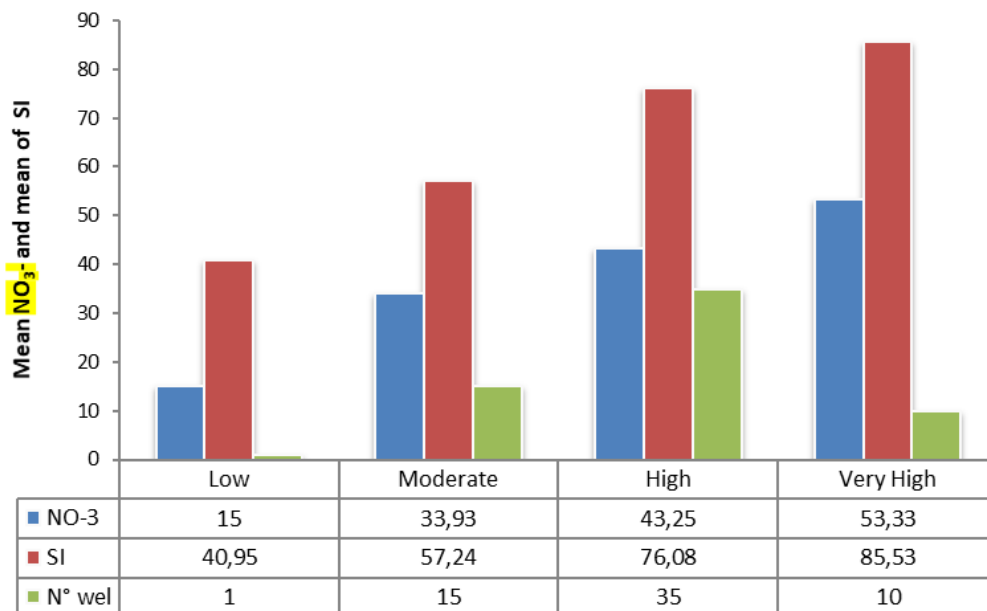


Figure 66 : Validation du modèle en comparant les concentrations moyennes de NO₃⁻ et les valeurs SI dans les différentes classes de vulnérabilité

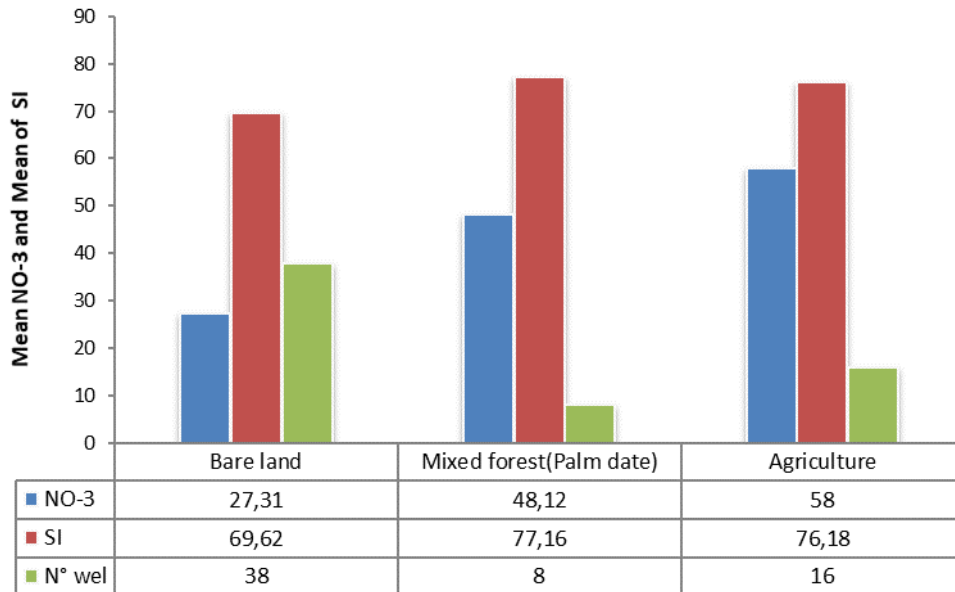


Figure 67 : Validation des cartes de risque de contamination

Cette section présente une approche basée sur le couplage du modèle Wetspass et de l'indice de sensibilité (SI) pour valider la carte de recharge des eaux souterraines à une alimentation à grande échelle dans des zones sensibles telles que les régions arides, en particulier les zones qui dépendent des eaux souterraines pour l'irrigation. La télédétection couplée au modèle hydrologique WetSpas fournit une méthode d'analyse efficace et des capacités élevées pour traiter une grande quantité de données spatiales et pour évaluer la distribution spatiale de la recharge de l'aquifère quaternaire de Biskra. L'indice de sensibilité (IS) est un facteur clé dans l'évaluation de la vulnérabilité des eaux souterraines, qui montre une recharge annuelle moyenne entre 0 et 69 mm.

Après la courbe de corrélation (Figure 66-1), la relation entre la recharge et l'indice de sensibilité est égale à 30%, ce qui montre que la relation linéaire entre les variables est modérée. Ceci a été confirmé dans la partie orientale de la commune de Biskra ; la commune de Doucen (partie Nord-Ouest de la zone d'étude) et la commune d'Oumache dans la partie centre-nord de la région d'étude. Ces zones sont notamment situées dans des parties de régions urbaines et densément peuplées, caractérisées par une recharge modérée des eaux souterraines, avec un indice de sensibilité élevé, ou dans des zones agricoles mal gérées, qui sont associées à des niveaux élevés d'émissions de polluants, provenant principalement de diverses sources à forte teneur en azote, y compris les eaux usées domestiques et industrielles

***Conclusion générale
et perspectives***

Conclusion générale et perspectives

Les modèles hydrogéologiques à l'échelle du district hydrographique constituent un outil incontournable d'aide à la décision pour la gestion quantitative et qualitative des ressources en eau. L'objectif principal dans cette thèse est de quantifier la recharge des eaux souterraines de l'aquifère quaternaire de Biskra avec plusieurs informations spatiales et hydrologiques afin d'étalonner le modèle d'écoulement des eaux souterraines pendant l'état stationnaire et d'évaluer les ressources en eaux souterraines de l'aquifère.

Le modèle WetSpas a été utilisé pour calculer la recharge moyenne saisonnière distribuée sur la zone d'étude. L'application de ce modèle a permis de se rendre compte qu'une distribution spatiale de la recharge selon différents paramètres physiques était primordiale. Ce modèle présente l'avantage d'être relativement simple d'application, une fois les données d'entrée déterminées à l'aide de diverses manipulations sur des outils SIG. De plus, les résultats obtenus sont conformes avec les données de la littérature.

Grâce à la considération d'une recharge spatialement distribuée déterminée par WetSpas, il a été possible de rééquilibrer le modèle d'écoulement de la nappe quaternaire et d'en optimiser les paramètres. Dans cette application, l'écoulement a été modélisé en utilisant l'approche classique basée sur l'équation de Richards. La calibration obtenue dans le cadre de ce travail a été sensiblement améliorée, puisque les erreurs RMS entre les hauteurs piézométriques calculées et mesurées ont été corrigées d'environ 1,6 m. De plus, la comparaison des hauteurs piézométriques obtenues avec celles calculées (Modflow) a permis de voir que nos modèles corroboraient mieux. Les valeurs des paramètres optimisés semblent également cohérentes.

Les résultats obtenus à partir des simulations de recharge-décharge ont montré que le modèle WetSpas était très efficace pour simuler la recharge-décharge des eaux souterraines. Les résultats ont été utilisés pour évaluer le bilan des eaux souterraines et identifier la contribution des facteurs de stress au déficit du bilan des eaux souterraines, où tous les paramètres d'entrée (sauf la recharge) avaient une tendance à la hausse tandis que tous les paramètres de sortie (sauf les prélèvements d'eaux souterraines) avaient une tendance à la baisse. Les causes de ces anomalies peuvent être attribuées soit à la surexploitation, soit à des sécheresses naturelles (stress climatique).

Les résultats ont montré une réduction substantielle de la recharge de la nappe phréatique, en particulier sur les terres imperméables.

La moyenne mensuelle des précipitations des deux périodes humide et sèche, respectivement 9,55 mm et de 8,22 mm, a été répartie comme suit : 0,35 mm (3,66 %) de ruissellement de

surface pour humide et de 0,39 mm (4,77%) pour la période sèche, 2,36 mm (24,71 %) d'évapotranspiration réelle pour humide et de 4,74 mm (57,66 %) pour la période sèche. et 0,36 mm (3,77 %) de recharge pour humide et de 0,01 mm (0,13%) pour la période sèche, le reste c'est l'interception marquée en 6,48 mm (67,85%) pour humide et de 3,08 mm (37,46%) pour la période sèche. Cette recharge correspond à 1,09 hm³ pour la période humide et de 0,03hm³, mais les types d'utilisation des terres des zones habitées ont donné des taux de recharge beaucoup plus faibles. La distribution des cartes de recharge des eaux souterraines a confirmé que les différentes classes d'utilisation des terres entraînent une variation un peu plus importante de la recharge. Les valeurs de recharge dans la zone des plans d'eau est nulle, où en agriculture est en moyenne de 0,12 mm avec un pourcentage de 34% pendant la saison humide et une recharge moyenne de 0,004 mm avec un pourcentage de 37% de la recharge totale. Mais dans les sols nus, il est enregistré des taux de recharge élevé surtout dans la période humide avec un pourcentage de 61,5% et 25,6% de recharge totale pendant les deux saisons humide et sèche respectivement. En raison du type de sol majoritaire dans notre zone d'étude.

Les différentes classes de sol dans notre zone d'étude provoquent une grande variation de la recharge des eaux souterraines. Une quantité élevée a été observée dans la partie nord-ouest en raison de la combinaison du type de sol limono-sableux et de la forte pluviométrie. En revanche, des valeurs plus faibles ont été observées dans le Sud-Est, alors qu'une combinaison de sable et de gravier a bien sûr interagi avec le sol argileux et la faible quantité de précipitations.

Pour la validation de notre carte de recharge, nous avons utilisé la présence de Nitrate dans la carte de l'indice de sensibilité comme moyen de validation, qui présente une approche basée sur le couplage du modèle Wetspass et de l'indice de sensibilité (SI) pour évaluer la vulnérabilité des eaux souterraines. L'indice de sensibilité (SI) est un facteur clé dans l'évaluation de la vulnérabilité des eaux souterraines, qui montre une recharge annuelle moyenne entre 0 et 69 mm.

Dans une autre méthode de validation, nous avons appliqué la méthode statistique (corrélation de Pearson ; superposition de la distribution des concentrations de NO₃⁻ sur la carte de recharge). Une comparaison des résultats des méthodes SIG révèle que les engrais chimiques utilisés dans les champs agricoles sont la principale raison de la forte concentration de NO₃⁻. La répartition des teneurs en nitrates dans la zone d'étude est liée aux facteurs polluants, dont l'activité agricole. Afin de faire la lumière sur les effets causés par les activités agricoles sur les eaux souterraines de cette zone, 62 échantillons d'eau ont été prélevés au cours du mois de septembre 2017 dans des puits retenant des eaux souterraines confinées à l'aquifère quaternaire,

et les nitrates sont présents à des concentrations comprises entre 10 et 102 mg L⁻¹. Ces concentrations semblent diminuer le long de l'axe d'écoulement des eaux souterraines du Nord-Est au Sud-Ouest le long de la zone d'étude. On peut voir qu'une grande partie des puits pollués sont situés dans les zones de haute recharge, tandis que certains puits sont situés dans les zones de faible recharge. Dans l'analyse suivante, la comparaison entre les concentrations moyennes de NO₃⁻ et les valeurs GR dans chaque région de recharge est évidente. Ce qui montre une tendance régulière à la hausse observée pour les indices moyens de nitrate et de recharge avec un fort coefficient de corrélation linéaire (R) égal à 0,80.

Les résultats de cette recherche peuvent servir de premier indicateur pour l'amélioration de la distribution de l'eau et le développement de stratégies efficaces et appropriées pour la gestion durable des ressources en eau dans les régions arides.

Les recommandations suivantes peuvent contribuer à la durabilité de l'aquifère du quaternaire de Biskra :

- Le prélèvement d'eau souterraine pour l'irrigation, la consommation domestique doit être régulée à des niveaux acceptables grâce à une surveillance constante et à la délivrance de permis de prélèvement d'eau ;
- Activer le service de police de l'eau pour gérer et planifier, la préservation de l'eau de manière durable et en cas d'illégalité, des sanctions sévères leur sont infligées ;
- En améliorant les pratiques d'utilisation des terres, en particulier dans les zones avec des activités agricoles, les pratiques approuvées devraient viser à améliorer les capacités de rétention de l'eau du sol et à réduire la perte d'eau par évaporation grâce à l'utilisation de systèmes d'irrigation souterrains ou goutte à goutte ;
- Mise en place des stations de traitement des eaux usées en bon état dans la ville de Biskra, et pompage de l'eau traitée dans les zones agricoles pour éviter le sur-pompage des eaux souterraines pour l'irrigation ;
- Le changement d'utilisation des terres devrait être intégré dans la planification stratégique en tant que facteur majeur affectant l'eau de l'aquifère ;
- En période de pointe, notamment en hiver, un ruissellement excessif dans les basses terres et les eaux traitées doit être utilisé pour recharger l'aquifère par des moyens artificiels.

***Références
Bibliographiques***

Références bibliographiques

- Abatzoglou, J. T, Solomon Z.D et al. (2018) ‘TerraClimate, a high-resolution global dataset of monthly climate and climatic water balance from 1958-2015’, *Scientific Data*, 5, pp. 1–12. doi: 10.1038/sdata.2017.191.
- Abdenmour MA, Douaoui A, Barrena J et al (2020) Geochemical characterization of the salinity of irrigated soils in arid regions (Biskra, SE Algeria). *Acta Geochim.* [https:// doi. org/ 10.1007/ s11631- 020- 00426-2](https://doi.org/10.1007/s11631-020-00426-2)
- Abdi, O. (2019) ‘Climate-triggered insect defoliators and forest fires using multitemporal landsat and terraclimate data in NE Iran: An application of GEOBIA treenet and panel data analysis’, *Sensors (Switzerland)*, 19(18). doi: 10.3390/s19183965
- Allache, F., Bouta, Y., & Demnati, F. (2015). Population development of the tomato moth *Tuta absoluta* (Lepidoptera: Gelechiidae) in greenhouse tomato in Biskra, Algeria. *Journal of Crop Protection*, 4(4), 509–517.
- Ammari Y. Et Meziani. L (2008) - Contribution à l'étude de l'Avifaune des Zones humides des Zibans cas de Gueltat Oum Larwah (Ourlal). *Mémoire Ing. Dep. Biol. Biskra*, 112p.
- ANRH. 2004. Inventory of foggaras of the area of Touat (Inventaire des foggaras de la région du Touat). Synthesis report 1998-2004 (ANRH) South-western regional direction Adrar. 2004 100p. Algiers,.
- Allison, G. B. (1988), A review of some of the physical, chemical and isotopic techniques available for estimating groundwater recharge, in *Estimation of natural groundwater recharge*, edited by I. Simmers, pp. 49-72, D. Reidel Publishing, Dordrecht, Netherlands.
- Aidaoui , A. 1994. Ressource en eau et aménagement hydro-agricole dans la région de Biskra (Ziban), Thèse de Doctorat, Université de Nancy II, 327p (ABSH, 2009).
- Al-Kuisi MA, El-Naqa A (2013) GIS based spatial groundwater recharge estimation in the Jafr Basin, Jordan—application of Wet-Spass models for arid regions. *Rev Mex Cienc Geol* 30(1):96–109
- Arnold JG, Muttiah RS, Srinivasan R, Allen PM (2000) Regional estimation of baseflow and groundwater recharge in the upper Mississippi River basin. *J Hydrol* 227:21–40.
- Ashaolu ED (2017) Water resources management: a geographer's viewpoint. In: Tilakasiri SL (ed) *Geography in development: issues and perspectives*. Stamford Lake, Pannipitiya, pp 151–171.
- Asadi, P., Ataie-Ashtiani, B., & Beheshti, A. (2017). Vulnerability assessment of urban groundwater resources to nitrate: the case study of Mashhad, Iran. *Environmental Earth Sciences*, 76(1), 1–15. <https://doi.org/10.1007/s12665-016-6357-z>
- Ashaolu ED (2020) Spatial and temporal recharge estimation of the basement complex in Nigeria, West Africa. *J Hydrol Reg Stud* 27:100658. [https:// doi. org/ 10. 1016/j. ejrh. 2019. 100658](https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100658).

- Barbash, J. E., & Resek, E. (1996). *Pesticides in Ground Water: Distribution, Trends, and Governing Factors*. Ann Arbor Press Inc.: Ann Arbor, MI, USA.
- Banton, O., et Bangoy, L.M. (1999). *Hydrogéologie- Multi-science environnementale des eaux souterraines*. Ed : Presses de l'université de Québec. AUPLEF, (460 p).
- Batelaan, O., & De Smedt, F. (2007). GIS-based recharge estimation by coupling surface-subsurface water balances. *Journal of Hydrology*, 337(3–4), 337–355. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.02.001>
- Batelaan, O. (2001). WetSpa: a flexible, GIS based, distributed recharge methodology for regional groundwater modeling. . The 6th IAHS Scientific Assembly, Maa.
- Batelaan, O. and De Smedt, F. (2007), GIS-based recharge estimation by coupling surface-subsurface water balances. *Journal of Hydrology*, 337, 337–355.
- Batelaan, O. and Woldeamak, S.T. (2007), Arc view interface for WetSpa: User Manual. Version 13-06-2007. Department of Hydrology and Hydraulic Engineering, Vrije Universiteit Brussel, Brussel, 67 p.
- Bencheikh, A. (2018). *Intensification et mise en valeur pour une agriculture durable dans les régions arides : cas de la wilaya de Biskra*. Ecole Nationale Supérieure Agronomique. Alger. 129p.
- Benblidia, M. (2011). *État des lieux du secteur de l'eau en Algérie - L'efficience d'utilisation de l'eau et approche économique*. Etude nationale : Algérie », Plan Bleu (2011). https://www.pseau.org/outils/ouvrages/ipemed_etat_des_lieux_du_secteur_de_leau_en_al.
- Bouammar, B. (2010) 'Le développement agricole dans les régions sahariennes', these doctorat p. 296.
- Boudibi, S., Sakaa, B., & Zapata-Sierra, A. J. (2019). Groundwater quality assessment using Gis, ordinary kriging and Wqi in an arid area. *PONTE International Scientific Researchs Journal*, 75(12). <https://doi.org/10.21506/j.ponte.2019.12>.
- Boudibi, S., Sakaa, B., & Benguega, Z. (2021). Spatial variability and risk assessment of groundwater pollution in El-Outaya region, Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 104135. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104135>
- Boudibi, S., Sakaa, B., & Zapata-Sierra, A. J. (2019). Groundwater Quality Assessment Using Gis, Ordinary Kriging and Wqi in an Arid Area. *PONTE International Scientific Researchs Journal*, 75(12). <https://doi.org/10.21506/j.ponte.2019.12.14>
- Boufekane, A., Saighi, O. (2018). Application of Groundwater Vulnerability Overlay and Index Methods to the Jijel Plain Area (Algeria). *Groundwater*, 56(1), 143–156. <https://doi.org/10.1111/gwat.12582>.
- Brouyère, S. (2001). *Etude et modélisation du transport et du piégeage des solutés en milieu souterrain variablement saturé*. Thèse. Université de Liège, 640p.

- Brouyère, S. Dassargues, A. (2004). Spatially distributed, physically-based modelling for simulating the impact of climate change on groundwater reserves, *Hydrology : Science and Practice for the 21st Century*, 1, pp. 9-14. 78
- Brouyère, S. Orban, P, Wildemeers, S., Couturier, J., Gardin, N., Dassargues, A. (2009). The Hybrid Finite Element Mixing Cell Method : A new flexible method for modelling mine ground water problems, *Mine Water Environment*, 28(2), pp. 102-114.
- Bultot, F., Dupriez, G. L. and Gellens, D. (1990) 'Simulation of land use changes and impacts on the water balance - A case study for Belgium', *Journal of Hydrology*, 114(3-4), pp. 327-348. doi: 10.1016/0022-1694(90)90064-5.
- Carrière, S. (2010). Modélisation hydrogéologique à grande échelle, choix conceptuels et calibration. Exemple du bassin de la Dyle, Rapport de stage, non publié.
- Chabaca MN (2019) Quelles stratégies d'adaptation pour une meilleure gestion des ressources en eau: cas de l'Algérie (What adaptation strategies for better management of water resources: the case of Alger). In: Séminaire international « Eau et changement climatique au Maghreb. Défis et opportunités », Tunis, Tunisie, 25-26 Nov 2019.
- Chabaca M.N ; Ansari Taha.(2004). The Durability of the Foggaras (Qanats) Vis-à-vis the Natural and Human Constraints. A Case Study of Touat Area in Adrar, Algerian Sahara. *International Journal of Engineering Research & Technology (IJERT)*. ISSN: 2278-0181. Vol. 3 Issue 6, June - 2014.
- Chenini, I., Zghibi, A., Kouzana, L. (2015). Hydrogeological investigations and groundwater vulnerability assessment and mapping for groundwater resource protection and Cosgrove WJ, Loucks DP (2015) Water management: current and future challenges and research directions. *Water Resour Res* 51:4823-4839. <https://doi.org/10.1002/2014WR016869>.
- Chiang, W.H. and Kinzelbach, W., 2001, 3D - groundwater modeling with PMWIN. A simulation system for modeling groundwater flow and pollution. Springer, Berlin, 346 p.
- Chiang, W. (2001). 3D - groundwater modeling with PMWIN. A simulation system for modeling groundwater flow and pollution. Berlin: Springer, 346 p.
- Chung, I. K. (2010). Assessing distributed groundwater recharge rate using integrated surface water-groundwater modeling: application to Mihocheon watershed, South Korea. *Hydrogeology Journal*, 18, 1253-1264.
- César, E. (2012) 'Modélisation régionale des écoulements souterrains et du transport de nitrates dans le bassin de la Dyle amont', pp. 2011-2012.
- Cosgrove WJ, Loucks DP (2015) Water management: current and future challenges and research directions. *Water Resour Res* 51:4823-4839. <https://doi.org/10.1002/2014WR016869>.
- Cook, P. G., Walker, G. R., & Jolly, I. D. (1989). Spatial variability of groundwater recharge in a semiarid region. *Journal of Hydrology*, 111(1-4), 195-212.

- Dams, J. W. (2008). Predicting land-use change and its impact on the groundwater system of the KleineNete catchment,. Belgium. : Hydrology and Earth System Sciences, 12, 1369–1385.
- Dassargues, A., Ruthy, I. (2002). Carte hydrogéologique de Wallonie, Wavre – Chaumont-Gistoux, n° 40/1-2, Ministère de la Région Wallonne : Direction Générale des Ressources Naturelles et de l’Environnement, 50p.
- Daoudi A, Lejars C. (2016) From oasis agriculture to Saharan agriculture in the Ziban region. Actors of dynamism and factors of uncertainty/De l’agriculture oasisienne a l’agriculture saharienne dans la region des Ziban en Algerie. Acteurs du dynamisme et facteurs d’incertitude. New Medit 15:45–53
- Daoud V., Halitim A. 1994.- Irrigation and Salinization in the Algerian Sahara. Sécheresse, 5, 151-160.
- De Vries, J.J., Simmers, I. (2002). Groundwater recharge : an overview of processes and challenges, Hydrogeology Journal, 10, pp. 5-17.
- Dincer, T., Al-Mugrin, A., & Zimmermann, U. (1974). Study of the infiltration and recharge through the sand dunes in arid zones with special reference to the stable isotopes and thermonuclear tritium. Journal of Hydrology, 23(1–2),79-109.
- Dautrebande S. et SOHIER C., (2004). Projet de recherche PIRENE, Rapport final. Université de Gembloux, 120 p.
- Denizman, C. (2018). Land use changes and groundwater quality in Florida. Applied Water Science, 8(5). <https://doi.org/10.1007/s13201-018-0776-9>
- Dixon, B. (2004). Prediction of Ground Water Vulnerability Using an Integrated Gis-Based Neuro-Fuzzy Techniques. Journal of Spatial Hydrology, 4(2), 1–38.
- Dixon, B. (2005). Groundwater vulnerability mapping: A GIS and fuzzy rule based integrated tool. Applied Geography, 25(4), 327–347. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2005.07.002>
- Ehteram, M., Yenn, F., Najah, A., Latif, S. D., Feng, Y., Abozweita, O., et al. (2020). Performance improvement for infiltration rate prediction using hybridized Adaptive Neuro-
- E.R.E.S.S. (1972). Étude des Ressources en Eau de Sahara Septentrional. UNESCO, Paris. (7 Vols. And Annexes).
- El Idrysy, H. Florimond de Smedt (2006). Modelling groundwater flow of the Trifa aquifer, . Morocco.: Hydrogeology Journal, 14, 1265–1276.
- Fenta AA, Kifle A, Gebreyohannes T, Hailu G (2014) Spatial analysis of groundwater potential using remote sensing and GISbased multi-criteria evaluation in Raya Valley, northern Ethiopia. Hydrogeol J 23(1):195–206. <https://doi.org/10.1007/s10040-014-1198-x>.
- Fuzzy Inferences System (ANFIS) with optimization algorithms. Ain Shams Engineering Journal, 11(4), 12. <https://doi.org/10.1016/j.asej.2020.08.019>

- Jora (2005) Journal Officiel de la République Algérienne. La loi n°05 – 12 du 04 août 2005 relative à l'eau. [http:// www. inter ieur. gov. dz/ index. php/ fr/ le- minis tere/ le- minist% C3% A8re/ textes- legis latifs- et- regl](http://www.interieur.gov.dz/index.php/fr/le-ministere/le-minist%C3%A8re/textes-legislatifs-et-regl).
- Hassan A, Aboodi A, Hassan A (2020) Estimation of spatial groundwater recharge using WetSpa model in Teeb Area, Missan Province, South of Iraq. *Technol Rep Kansai Univ* 62(7).
- Haouchine, A. (2010). Cartographie de la recharge potentielle des aquifères en zone aride. Cas de la plaine d'el Outaya, Biskra-Algerie. . . *European Journal of Scientific Research*, 45, 594–607.
- Healy, W. a. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10, 91–109.
- Hamza, M. H., Added, A., Francés, A., & Rodríguez, R. (2007). Validité de l'application des méthodes de vulnérabilité DRASTIC, SINTACS et SI à l'étude de la pollution par les nitrates dans la nappe phréatique de Metline-Ras Jebel-Raf Raf (Nord-Est tunisien). *Comptes Rendus - Geoscience*, 339(7), 493–505. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.05.003>
- Hirata, R., & Bertolo, R. (n.d). groundwater vulnerability in different climatic zones (Vol. II). *Encyclopedia of Life Support Systems(EOLSS)*.
- Hrkal, Z. (2001). Vulnerability of groundwater to acid deposition, Jizerské Mountains, northern Czech Republic: Construction and reliability of a CIS-based vulnerability map. *Hydrogeology Journal*, 9(4), 348–357. <https://doi.org/10.1007/s100400100141>
- Huan, H., Wang, J., & Teng, Y. (2012). Assessment and validation of groundwater vulnerability to nitrate based on a modified DRASTIC model: A case study in Jilin City of northeast China. *Science of the Total Environment*, 440, 14–23. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.08.037>
- Ghouili N., F. J. Horriche, M. Zammouri, S. Benabdallah, and B. Farhat. (2019). “Coupling WetSpa and MODFLOW for groundwater recharge assessment: case study of the Takelsa multilayer aquifer, northeastern Tunisia,” *Geosci. J.*, vol. 21, no. 5, pp. 791–805, 2017, doi: 10.1007/s12303-016-0070-5.
- Kerapetse C, Kileshye OJ, Gumindoga W, Sheffield J (2020) A Wet-Spa model based groundwater recharge zone mapping for food security in Notwane catchment. In: 19th WaterNet Symp, Livingstone, Zambia, 31 Oct–2 Nov 2018.
- Khomri Z, Chabaca MN (2019) Contribution to the determination of potential areas for recharge of the El Madher plain water table by a cartographic approach (Batna, Algeria). *Ponte Int Sci Res J* 75:12. [https:// doi. org/ 10. 21506/j. ponte. 2019. 12.7](https://doi.org/10.21506/j.ponte.2019.12.7)
- Khomri, Z., Chabaca, M.N., Boudibi, S. et al. (2022) Spatial simulation of groundwater recharge in an arid region (Biskra, SE Algeria). *Euro-Mediterr J Environ Integr* 7, 103–117 (2022). <https://doi.org/10.1007/s41207-021-00288-x>
- Kumar A, Pramod Krishna A (2019) Groundwater vulnerability and contamination risk assessment using GIS-based modified DRASTIC-LU model in hard rock aquifer system in India. *Geocarto International*, pp 1–30. <https://doi.org/10.1080/10106049.2018.1557259>

- Kumar, C. P. and Seethapathi, P. V. (2002) 'Assessment of Natural Ground Water Recharge in Upper Ganga Canal Command Area', Journal of Applied Hydrology, Association of Hydrologists of India, XV(4), pp. 13–20. Available at: <http://www.angelfire.com/nh/cpkumar/publication/ugcm.pdf>.
- Kuntohadi, O. B. (2002). Development and application of a groundwater model for the Upper Biebrza River Basin. Ann. Warsaw Agriculture. University, Land Reclamation: volume 33, pp. 57–69.
- Manfreda S, Fiorentino M, Iacobellis V (2005) DREAM: a distributed model for runoff, evapotranspiration, and antecedent soil moisture simulation. Adv Geosci 2:31–39
- Meresa E, Taye G (2019) Estimation of groundwater recharge using GIS-based WetSpa model for Birki watershed, the eastern zone of Tigray Northern Ethiopia. Sustain Water Resour Manag 5(4):1555–1566. <https://doi.org/10.1007/s40899-018-0282-0>.
- Mogheir YA (2013) Effects of climate change on groundwater resources (Gaza Strip case study). Int J Sustain Energy Environ 1:136–149.
- Park CS (2014) A distributed water balance approach to groundwater recharge estimation for Jeju Volcanic Island, Korea. Geosci J 18:193–207.
- Latif, S. D., & Ahmed, A. N. (2021). Application of Deep Learning Method for Daily Streamflow Time-Series Prediction : A Case Study of the Kowmung River at Cedar Ford , Australia. International Journal of Sustainable Development and Planning, 16(3), 497–501. <https://doi.org/https://doi.org/10.18280/ijstdp.160310>
- Latif, S. D., Ahmed, A. N., Sathiamurthy, E., Huang, Y. F., & El-Shafie, A. (2021). Evaluation of deep learning algorithm for inflow forecasting : a case study of Durian Tunggal Reservoir , Peninsular Malaysia. Natural Hazards, (0123456789). <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04839-x>
- Latif, S. D., Ahmed, A. N., Sherif, M., Sefelnasr, A., & El-Shafie, A. (2020). Reservoir water balance simulation model utilizing machine learning algorithm. Alexandria Engineering Journal. <https://doi.org/10.1016/j.aej.2020.10.057>
- Latif, S. D., Azmi, M. S. B. N., Ahmed, A. N., Fai, C. M. El-Shafie, A. (2020). Application of Artificial Neural Network for Forecasting Nitrate Concentration as a Water Quality Parameter: A Case Study of Feitsui Reservoir, Taiwan. International Journal of Design and Nature and Ecodynamics. <https://doi.org/10.18280/ijdne.150505>
- Latif, S. D., Marhain, S., Hossain, S., Ahmed, A. N., Sherif, M., Sefelnasr, A., El-shafie, A. (2021). Optimizing the Operation Release Policy Using Charged System Search Algorithm : A Case Study of Klang Gates Dam , Malaysia. Sustainability (Switzerland), 13(11), 19. <https://doi.org/10.3390/su13115900>
- Lézine, A. M., Hély, C., Grenier, C., Braconnot, P., & Krinner, G. (2011). Sahara and Sahel vulnerability to climate changes, lessons from Holocene hydrological data.
- Leduc, C. (2003). Dynamiques hydrologiques en milieu semi-aride (Habilitation à Diriger des Recherches). Université de Montpellier II, (81 p). France.

- Le Gal La Salle C, Marlin C, Leduc C, Taupin JD, Massault M, Favreau G (2001) Renewal rate estimation of groundwater based on radioactive tracers (3H, 14C) in an unconfined aquifer in a semiarid area, Iullemeden Basin, Niger. *J Hydrol* 254:145–156.
- Lihe, Y. Guangcai, H., Zhengping, T., & Ying, L. (2010). Origin and recharge estimates of groundwater in the ordos plateau, People's Republic of China. *Environmental Earth Sciences*, 60(8),1731-1738.
- Liu, G., Wang, Y., Zhang, Y., & Song, T. (2009). Application of chloride profile and (Brunke & Gonser, 1997 ; Woessner, 2000).
- MacDonald, A. M., Calow, R. C., MacDonald, D. M. J., Darling, W. G., & Dochartaig, . É. Ó. (2009). What impact will climate change have on rural groundwater supplies in Africa *Hydrological Sciences Journal*, 54(4), 690-703.
- Martin-Rosales, W., & Leduc, C. (2003). Dynamiques de vidange d'une mare temporaire au Sahel : l'exemple de Banizoumbou (Sud-Ouest du Niger). *Comptes Rendus Geoscience*, 335(5),461-468.
- Meguenni-Tani, A. (2013) 'Contribution a l'étude hydrogéologique de la nappe du mio-plio quaternaire de la région sud de la ville de Biskra, Algérie.', p. 58.
- Meresa E, Taye G (2019) Estimation of groundwater recharge using GIS-based WetSpass model for Birki watershed, the eastern zone of Tigray Northern Ethiopia. *Sustain Water Resour Manag* 5(4):1555–1566. [https:// doi. org/ 10. 1007/ s40899- 018- 0282-0](https://doi.org/10.1007/s40899-018-0282-0)
- Mogheir, Y. a. (2013). Effects of climate change on Groundwater resources (Gaza strip case study). *International Journal of Sustainable Energy and Environment*, 1, 136–149.
- Mustafa ST et al (2017) Identification of the influencing factors on groundwater drought and depletion in north-western Bangladesh. *Hydrogeol J.* [https:// doi. org/ 10.1007/ s10040-017- 1547-7.](https://doi.org/10.1007/s10040-017-1547-7)
- Napolitano, P., Fabbri, A. G. (1996). Single-parameter sensitivity analysis for aquifer vulnerability assessment using DRASTIC and SINTACS. *IAHS-AISH Publication*, (235), 559 566.
- Najah, A., Teo, F. Y., Chow, M. F., Huang, Y. F., Latif, S. D., Abdullah, S., et al. (2021). Surface water quality status and prediction during movement control operation order under COVID-19 pandemic: Case studies in Malaysia. *International Journal of Environmental Science and Technology.* [https:// doi. org/ 10. 1007/ s13762- 021- 03139-y.](https://doi.org/10.1007/s13762-021-03139-y)
- Nazzal Y, Howari FM, Iqbal J, Ahmed I, Orm NB, Yousef A (2019) Investigating aquifer vulnerability and pollution risk employing modified DRASTIC model and GIS techniques in Liwa area, United Arab Emirates. *Groundw Sustain Dev* 8:567–578
- Neshat, A., Pradhan, B., Pirasteh, S., & Shafri, H. Z. M. (2014). Estimating groundwater vulnerability to pollution using a modified DRASTIC model in the Kerman agricultural area, Iran. *Environmental Earth Sciences*, 71(7), 3119–3131. [https:// doi. org/ 10. 1007/ s12665- 013- 2690-7.](https://doi.org/10.1007/s12665-013-2690-7)

- Nemeth, I. (2001). Devenir de l'azote sous irrigation gravitaire - Application au cas d'un périmètre irrigué au Mexique. Thèse, Université de Montpellier II.
- Noori, R., Ghahremanzadeh, H., Kløve, B., Adamowski, J. F., & Baghvand, A. (2019). Modified-DRASTIC, modified- SINTACS and SI methods for groundwater vulnerability assessment in the southern Tehran aquifer. *Journal of Environmental Science and Health - Part A Toxic/hazardous Substances and Environmental Engineering*, 54(1), 89–100. <https://doi.org/10.1080/10934529.2018.1537728>.
- Park, C. S. (2014). A distributed water balance approach to groundwater recharge estimation for Jeju Volcanic Island, Korea. *Geosciences Journal*, 18, 193–207. .
- PNUD, (2009). Programme des Nations unies pour le développement. https://fr.wikipedia.org/wiki/Programme_des_Nations_unies_pour_le_d%C3%A9veloppement
- Qu X, Alvarez PJJ, Li Q (2013) Applications of nanotechnology in water and wastewater treatment. *Water Res* 47(12):3931–3946. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2012.09.058>.
- Gee, G.W, Hillel,D. (1988). Groundwater recharge in arid regions: review and critique of estimation methods. *Hydrological Processes* 2(3):255–266. <https://doi.org/10.1002/hyp.3360020306>.
- Reyniers, F.N. and Netoyo, L. (1991): Bilan hydrique agricole et sécheresse en Afrique tropicale. John. Libbey Eurotext, Paris,113-123.
- Ribeiro, L. (2000). A new index of aquifer susceptibility to agricultural pollution. Internal report, ERSHA/CVRM, Instituto Superior Técnico, Lisbon, Portugal, 12 pp.
- Ribeiro, L., Pindo, J. C., & Dominguez-Granda, L. (2017). Assessment of groundwater vulnerability in the Daule aquifer, Ecuador, using the susceptibility index method. *Science of the Total Environment*, 574, 1674–1683. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.09.004>.
- Rorive, A., Van Wittenberge, F. (2004). Rapport final (Novembre 2000-Octobre 2004), Caractérisation et modélisation des nappes d'eau souterraines, Projet PIRENE (Programme Intégré de Recherche Environnement-Eau), Faculté polytechnique de Mons, Cellule hydrogéologie, 103p.
- Salami Y 2019. L'Algérie, pays soumis au stress hydrique élevé. *Liberté-Algérie*. 15 août 2019.<https://www.liberte-algerie.com/actualite/lalgerie-pays-soumis-au-stress-hydrique-eleve-321877>
- Safar-Zitoun, M. (2019). plan national secheresse algerie.
- Sedrati, N. (2011) 'Origines et caractéristiques physico-chimiques des eaux de la wilaya de Biskra-Sud-Est-Algérien-', pp. 1–252
- Scanlon BR, Keese KE, Flint AL, Flint LE, Gaye CB, Edmunds WM, Simmers I (2006) Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes* 20:3335–3370

- Sbargoud, S. (2017). Modélisation des transferts d'eau et d'azote à l'échelle d'un bassin versant : cas du bassin agricole de Sidi Rached. Ecole Nationale Supérieure Agronomique. (ENSA) Algérie.
- Shaban, A. K. (2006). Use of remote sensing and GIS to determine recharge potential zones: the case of Occidental Lebanon. . *Hydrogeology Journal*, 14, 433–443.
- Shafie, A. (2021). Development of prediction model for phosphate in reservoir water system based machine learning algorithms. *Ain Shams Engineering Journal*. <https://doi.org/10.1016/j.asej.2021.06.009>
- Shirazi, S. M., Imran, H. M., Akib, S., Yusop, Z., & Harun, Z. B. (2013). Groundwater vulnerability assessment in the Melaka State of Malaysia using DRASTIC and GIS techniques. *Environmental Earth Sciences*, 70(5), 2293–2304. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2360-9>
- Soro, D. (2017) 'Caractérisation et modélisation hydrogéologique d'un aquifère en milieu de socle fracturé: cas du site expérimental de Sanon (région du plateau central au Burkina Faso)', Université Pierre et Marie Curie–Paris 6 (UPMC) - Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE), 6.
- Souak F Z (2009) La politique de l'eau en Algérie: valorisation et développement durable. "Bridging divides for water". In: Cinquième forum mondial de l'eau, Istanbul, Turkey, 16–22 Mar 2009. <http://www.enssea.net/enssea/majalat/1003.pdf>.
- Singh R, Venkatesh AS, Syed TH, Surinaidu L, Pasupuleti S, Rai SP, Kumar M (2018) Stable isotope systematic and geochemical signatures constraining groundwater hydraulics in the mining environment of the Korba Coalfield, Central India. *Environ Earth Sci* 77:548. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7725-7>.
- Singha, S.S., Pasupuleti, S., Singha, S. et al. A GIS-based modified DRASTIC approach for geospatial modeling of groundwater vulnerability and pollution risk mapping in Korba district, Central India. *Environ Earth Sci* 78, 628 (2019). <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8640-2>.
- Stigter, T. Y., Ribeiro, L., & Dill, A. M. M. C. (2006). Evaluation of an intrinsic and a specific vulnerability assessment method in comparison with groundwater salinisation and nitrate contamination levels in two agricultural regions in the south of Portugal. *Hydrogeology Journal*, 14(1–2), 79–99. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0396-3>.
- Tammal, M. K. (2014). Modeling multi-aquifer system of Tadla basin and plateau of phosphates. . *International Journal of Innovation Science and Research*, 6, 172–180.
- Wang, Y. L, Lie,X, Liao, W et al. (2012). Monthly spatial distributed water resources assessment: a case study. *Computers & Geosciences Journal*, 45, 319–330.
- Teklebirhan, A., Dessie, N. and Tesfamichael, G. (2012) 'Groundwater Recharge, Evapotranspiration and Surface Runoff Estimation Using WetSpas Modeling Method in Illala Catchment, Northern Ethiopia', *Momona Ethiopian Journal of Science*, 4(2), p. 96. doi: 10.4314/mejs.v4i2.80119.

- Tilahun, K., Merkel, B.J. (2009). Estimation of groundwater recharge using a GIS-based water balance model in Dire Dawa, Ethiopia, *Hydrogeology Journal*, 17, pp. 1443-1457.
- Vanclooster, M., Javaux, M. (2012). *Hydrologie en milieu non saturé. Notes de cours*, Université de Louvain-la-Neuve, non publié.
- Vries, J., and I. Simmers. (2002). Ground-water recharge: An overview of processes and challenges. *Hydrogeology journal* 10, no 1: 5-7.
- Woessner, W. W. (2000). Stream and Fluvial Plain Ground Water Interactions: Rescaling Hydrogeologic Thought. *Ground Water*, 38(3),423–429
- Woldeamlak, T. B. (2007). Effects of climate change on the groundwater system in the Grote-Nete catchment, . Belgium.: *Hydrogeology Journal*, 15, 891–901.
- Xu Y.et GJ van Tonder (2001) : Estimation of recharge using a revised CRD method. ISSN 0378-4738 = *Water SA* Vol. 27No.
- Yeh, F. L. (2009). GIS for the assessment of the groundwater recharge potential zone. *Environmental Geology*, 58, 185–195.
- Zammouri, M. Faten J-H et al. (2014). Assessment of the effect of a planned marina on groundwater quality in Enfida plain (Tunisia). *Arabian Journal of Geosciences*, 7, 1187–1203.
- Zomlot, Z. et al. (2015) ‘Spatial distribution of groundwater recharge and base flow: Assessment of controlling factors’, *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 4, pp. 349–368. doi: 10.1016/j.ejrh.2015.07.005.
- Zouhri L, Armand R (2019) Groundwater vulnerability assessment of the chalk aquifer in the northern part of France. *Geocarto Int*:1–24



Spatial simulation of groundwater recharge in an arid region (Biskra, SE Algeria)

Zine-eddine Khomri^{1,2,3} · Mohamed Naçer Chabaca^{1,3} · Samir Boudibi² · Samir Menadi² · Nacereddine Kharfallah²

Received: 25 January 2021 / Accepted: 31 December 2021
© Springer Nature Switzerland AG 2022

Abstract

The Biskra region has recently experienced remarkable economic development due to the extension of agricultural areas. This sustained development has led to increased water demand and exploitation of groundwater, which is the main source for irrigation, industry, and human consumption in the study area. This overexploitation has led to a water deficit throughout the region. Thus, the rational management of water resources has become an indispensable tool to ensure sustainable development. Several techniques and approaches have been developed for spatial groundwater recharge (GR) simulation in arid and semi-arid areas. The WetSpa approach is an exciting modeling technique with a high simulation capacity. After applying the model to the study area, the results show that the monthly average rainfall for the wet and dry periods is 9.6 mm and 8.2 mm, respectively. The rainfall distribution is 4 mm for surface runoff in the wet period and 0.4 mm in the dry period; the real evapotranspiration is 2.4 mm in the wet period and 4.7 mm in the dry period, and the amount of GR is estimated to be 0.4 mm and 0.01 mm in the wet and dry periods, respectively. It can therefore be concluded that WetSpa provides a good basis for simulating the components of the hydrological balance of the study region, and that groundwater recharge is essential for maintaining, utilizing, and preparing water supplies for sustainable management in the study area, particularly in Algeria and in the Mediterranean region in general.

Keywords Water balance · Quaternary aquifer · Modeling · WetSpa · Evapotranspiration · Surface runoff

Introduction

In several regions of the world, accessing clean drinking water is becoming a challenge (Qu et al. 2013), especially in dry lands of developing countries, due to rapidly rising and concurrent resource demands. Surface waters are not reliable because of seasonal fluctuations and because they are sensitive to pollution by anthropogenic activities, such as point and non-point pollution sources and biological pollution (Fenta et al. 2014). Groundwater is easier to access, more

suitable, and naturally preserved from direct contamination by anthropogenic surface activities (Fenta et al. 2014). It is the largest reservoir of fresh water on the Earth, and is crucial for life on the planet, as it is used to meet various human and environmental needs (Zomlot et al. 2015; Cosgrove and Loucks 2015).

As far as water capacity is concerned, Algeria is one of the poorest nations. The World Bank's potential shortage requirement is 1000 m³/hab/year (World Bank 2006). The theoretical water supply in 1962 was 1500 m³/hab/year, but this will be only 430 m³/hab/year in 2020 (Safar-Zitoun 2019). Algeria ranks 29th according to a ranking of 44 countries with high stress established by the World Resources Institute (USA; Salami 2019).

In order to compensate for regional deficits in conventional water and maintain the water balance, Algeria has committed itself to the mobilization and development of nonconventional water. Nonconventional water is defined as sea water, urban waste water, brackish water from the south and the high plateaus, and water from all sources injected into the aquifer systems by the artificial recharge

Responsible Editor: Helder I. Chaminé.

✉ Zine-eddine Khomri
zkhomri@yahoo.fr

¹ National Higher School of Agronomy, Hassen Badi Belfort, El Harrach, Algiers, Algeria

² Scientific and Technical Research Center on Arid Regions—CRSTRA, Biskra, Algeria

³ Laboratory for the Control of Water in Agriculture, Hassen Badi Belfort ENSA, El Harrach, Algiers, Algeria

technique (JORA 2005; Article 4 of the law of 4 August 2005). Artificially recharging the aquifers from rainwater or treated water is an activity that is practically nonexistent at present in Algeria.

The water problem has been exacerbated in recent years by the drought that has affected the entire Algerian territory (rainfall in 2001, 2002, and 2003 was less than 50% of the annual average for the last 50 years), as mentioned by Chabaca (2019). This has affected river regimes, the recharge of aquifers, and the water levels of reservoirs and dams, thus disrupting all socioeconomic activities and the environment, and has highlighted the need to pay the utmost attention to water. This vital resource is threatened in terms of quality and quantity. Despite the emergence of a clear policy from the authorities to further preserve this vital resource by building new dams, desalination plants, and wastewater treatment facilities, some studies have indicated that Algeria is bound to face a water deficit of one billion cubic meters by 2025 (Boualem 2007; Khomri and Chabaca 2019).

Algeria has recently experienced an increase in the percentage of its potential water resources that are being exploited, as it is estimated that 64% of its groundwater, 31% of its surface water, and 5% of its nonconventional water resources are being exploited (Souak 2009). Almost all of the groundwater resources in the north are being exploited (1.7 billion m³ out of 2.5 billion m³). Those resources account for at least 90% of the water demand for irrigation, and also supply industry and drinking water. Their management is not fully under the control of the institutions responsible for their monitoring (more than 30% of wells are illegal) (Souak 2009).

The region considered in the present study—Biskra Province, situated in the northeast of the Algerian Sahara, at the desert gates—has experienced remarkable economic development through agricultural land improvements (more than 100,000 ha are now irrigated) as a result of the spread of agricultural greenhouses and date palm groves. This has been achieved by exploiting groundwater, which is the main water resource in the region (Bencheikh 2018). However, a lack of models for monitoring and managing groundwater in the recharge area through surface runoff is likely to limit this development. Some sites in the study area are already experiencing decreased groundwater levels and quality due to excessive and irrational exploitation (Boudibi et al. 2019; Abdennour et al. 2020).

The WetSpa software is a spatially dispersed simulation model for movement of water and energy in a quasi-stationary state between the soil, plants, and the atmosphere. It predicts spatial trends in runoff, evapotranspiration, and the geographic recharge of groundwater (Batelaan and De Smedt 2007; Tilahun and Merkel 2009). The model treats the study zone as a normal pattern of raster cells. Every raster cell is

further subdivided into vegetated and bare land, open water, and impermeable content, and the seasonal water balance components (WBC) are determined for each grid cell.

The WetSpa model has been used by various authors, including Mogheir (2013), Park (2014), Tammal (2014), Armanuos et al. (2016), Melki et al. (2017), Meresa and Taye (2019), Kerapetse et al. (2020), and Hassan et al. (2020). According to them, implementing the model to estimate and simulate groundwater recharge (GR) yielded usable and reliable results. The main aim of the work reported in the present paper was to solve problems related to water supply management and planning in the study area and some arid regions of the world by estimating GR and the other WBC (runoff and evapotranspiration) using a hydrological model, geographic information systems, and remote sensing.

Materials and methods

Description of the study area

Biskra is one of the Algerian Saharan regions that have experienced remarkable agricultural development in recent years, especially through greenhouse agriculture. This has given new life to Saharan agriculture by allowing the diversification of agricultural production systems, especially the expansion of palm groves (Boudjellal et al. 2011; Amichi et al. 2015; Abdennour et al. 2020; Boudibi et al. 2021a), which has led to an abundance of agricultural production and given a significant boost to the national economy.

The study zone is located in the southern part of Biskra Province in the northeast of the Algerian Sahara (Fig. 1). It covers a surface area of 3053 km². According to the Köppen climate classification, the study area has a hot desert climate (code: Bwh); it has a mean annual precipitation that rarely exceeds 150 mm, a mean annual evaporation that often exceeds 2500 mm, and an average temperature that varies from 11 °C (recorded in January, the coldest month) to 35 °C (in July, the hottest month) (Boudibi et al. 2021b). The relief in the study region is generally flat, with undulating ridges and mountains (the minimum elevation is 43 m in Oumache region and the maximum elevation is 283 m in the western part of the study area).

Geologically, almost the majority of the study zone belongs to the recent Quaternary period, which is a favorable situation for the recharge and occurrence of groundwater (Sedrati 2011; Boudibi 2021).

General hydrogeological studies of southern Algeria have shown that the Biskra region contains many groundwater reservoirs with different extensions and depths that can reach more than 500 m in some regions of the study area (Sedrati 2011). There are the Albian Formation, Maestrichtian, Lower Eocene, Mio-Pliocene, and

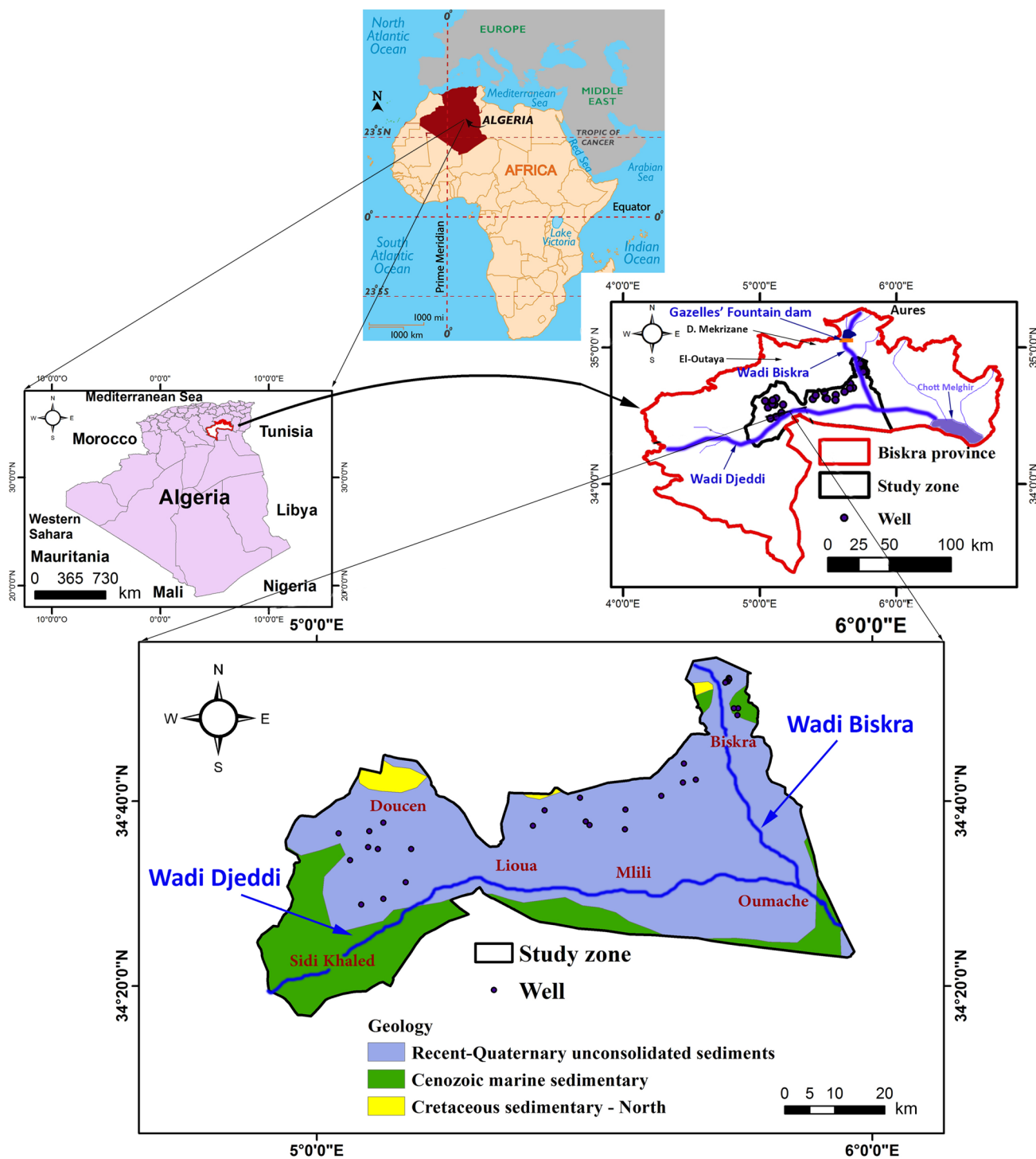


Fig. 1 Location of the study area and the sampling wells

Quaternary aquifers. The Quaternary aquifer is the most important resource for the drinking water supply and the irrigation of date palm groves in Biskra Province. It is

characterized by a small depth (it ranges between 10 and 40 m). Its reservoir is composed essentially of pebbles, sand dunes, and sandy and stony alluvia of the current

wadi beds (Boudibi 2021; Boudjema 2015). This aquifer is mainly recharged by runoff during floods in the wadis (Boudjema 2015).

Research methodology

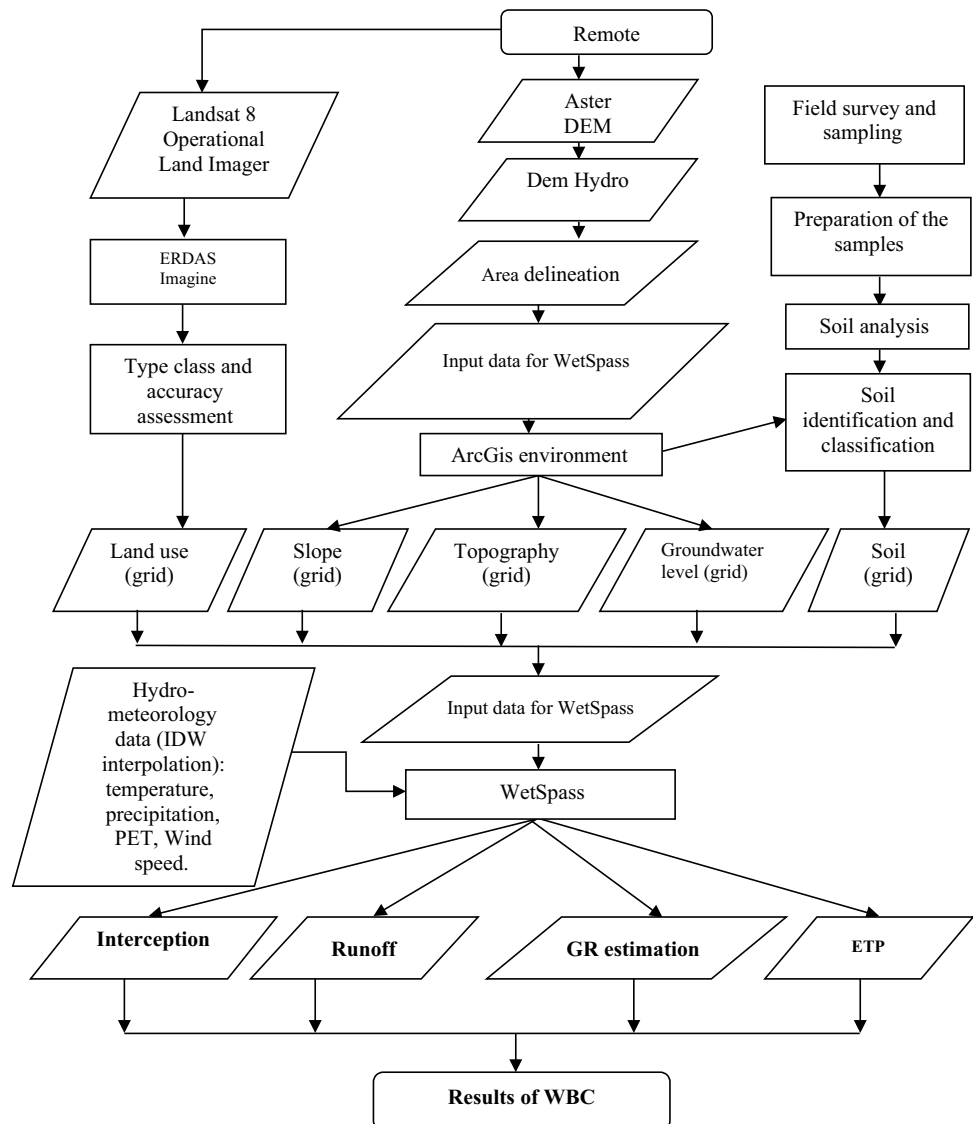
Description

There are many models for the estimation and the simulation of GR, but each model has its own way of estimating the water balance. Among such models are the Soil & Water Assessment Tool model (SWAT) (Arnold et al. 2000), the Soil–Vegetation–Atmosphere Transfer model (SVAT) (Armbruster and Leibundgut 2001), and the Distributed model for Runoff, Evapotranspiration, and Antecedent soil Moisture simulation (DREAM) (Manfreda et al. 2005). These models require a large amount of data and rely on complex

calculations of hydrological processes, which reduce their utility in developing countries for which hourly or daily climate data are unavailable (Ashaolu 2017). The WetSpa model estimates the GR volume and the other WBC based on monthly, seasonal, and annual data (Batelaan and De Smedt 2001, 2007). Therefore, the main advantage of using the WetSpa model is that it requires less data than the abovementioned models (Batelaan and Woldeamak 2007).

The WetSpa model simulates all the hydrological processes on a monthly scale. Figure 2 displays the flowchart methodology. The processing begins with data reading, which is treated as a different internal phase. Every phase (monthly) involves surface runoff, evapotranspiration (ETP), and GR in the grid-cell (with a resolution of 30 m × 30 m for each map) water balance. WetSpa was originally generated for ArcView-GIS as an extension.

Fig. 2 The modeling methodology applied (flow chart created by the authors)



Five categories of data are required for the WetSpass model: temperature, characteristics of the area (topography and slope), vegetation, soil properties, and soil texture. Climate data include precipitation, ETP, wind speed, and temperature, and take into account the type of land, the slope, and the depth of the groundwater in the study area. Soil details provide soil properties and analytical coefficients for ETP simulation and surface runoff. The inputs of the model are prepared using tools for geographical information systems (ArcGis 10.2). The WetSpass model includes a raster (*.rst) as well as a database (*.dbf) sequence of results. Each land-use class is defined by grid cell in five sub-cell fractions (vegetation cover, bare soil, impervious surface, open water, and mixed forest) to take into account the heterogeneity of land use within each cell.

In addition, the performance of the WetSpass model comprises actual evapotranspiration, surface runoff, and the spatial distribution of groundwater recharge across an area. This research takes into account two hydrological seasons, the drought season (from April to October) and the rainy season (from November to March). Pre-processing was performed with ArcGis 10.2.

Tables of parameters are also necessary to run the WetSpass model. Three tables were developed for parameters such as dry and wetland covering, soil texture, and database file (dbf) surface runoff parameters. The model user manual and other literature reviews provided guidance regarding updated and expanded parameter values for the research area.

Calculation of the water balance

The WetSpass model calculates the water balance at each cell, and each cell consists of one of the following fractions: vegetation, bare soil, open water, or waterproof surface (Batelaan and De Smedt 2007).

The model is implemented in the GIS platform, using raster data for the analysis. Parameters such as land use/land cover (LULC) and soil types are linked to the model in the form of land-use feature tables and soil-raster maps, allowing for new definitions of climate as well as LULC and soil types (Batelaan et al. 2013). In order to calculate the total water balance of a raster cell, the WBC of agricultural surfaces, bare soil, lake, and built-up surfaces are used according to the following equations (Batelaan De Smedt 2001):

$$ET_{\text{raster}} = a_v ET_v + a_s ET_s + a_0 ET_0 + a_i ET_i, \quad (1)$$

$$S_{\text{raster}} = a_v S_v + a_s S_s + a_0 S_0 + a_i S_i, \quad (2)$$

$$R_{\text{raster}} = a_v R_v + a_s R_s + a_0 R_0 + a_i R_i, \quad (3)$$

where ET_{raster} , S_{raster} , and R_{raster} are respectively the total ETP (mm), surface runoff (mm), and GR (mm), and the vegetated, bare-soil, open-water, and impermeable surface fractions are denoted by a_v , a_s , a_0 , and a_i , respectively. Precipitation is considered the initial point for calculating the water balance of each raster-cell component. The other processes are then determined in the following order: runoff, evapotranspiration, and recharge.

Recharge estimation

The WetSpass model calculates the long-term average spatially dispersed recharge as a spatial vector based on the soil texture, land usage, slope, and weather conditions by taking into account the effect of the spatial variation of the land surface on the groundwater systems (Batelaan and De Smedt 2004; Teklebirhan et al. 2012). It measures GR as a residual expression of water equilibrium as follows:

$$GR = P - (I + S + ETP), \quad (4)$$

where P is the precipitation (mm), S is the runoff (mm), ETP is the actual evapotranspiration (mm), I is the interception by vegetation (mm), and GR is the groundwater recharge (mm).

The above described approach aids the prediction of the groundwater recharge, which is spatially dispersed due to the influence of the vegetation, soil texture, slope, precipitation, groundwater depth, and other environmental variables (Batelaan et al. 2013).

Spatial data for model input

Soil

A total of 73 soil samples were gathered from the study area at a depth of 0–50 cm to determine their grain size fractions (silt%, sand%, and clay%). Soil samples were taken randomly between October and November 2017 using a hand auger and a handheld GPS.

It was possible to classify the texture types of the latter to obtain a classification corresponding to the one used in the WetSpass model. The study area encompassed eight distinct soil texture classes: 54% sandy loam, 34% silty clay loam, 8% loam, and 4% each of sand, loamy sand, clay loam, clay, and sandy clay.

Topography and slope

The basin's lowest point is located in the west and its highest point lies in the north, with a maximum elevation of 422 m. The slope map plays an important role in controlling

evapotranspiration, runoff, infiltration, and soil organic matter enrichment. In the present study, the slope varied from 0 to 89.99%.

Land use classification

In environmental initiatives and ecosystem protection, knowledge of land use becomes important. Such data allow us to get a closer look at the reality on the ground and to understand the challenges of socioeconomic development in the study area. In this study, LULC was an essential input for the WetSpa model, as it represents crucial information for managing natural resources and guiding decision-making processes (Shaban et al. 2006). The LULC was classified based on Landsat 8 images. The k-nearest-neighbors method was employed to generate a LULC map. It covered five main thematic categories: water, soil and open buildings, cultivated land, forests and farms, and lakes.

The attributes that were used in this assessment were the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI), the Normalized Difference Wetness Index (NDWI), and the Brightness Index (IB). The NDVI makes it possible to identify the surface conditions, i.e., bare soil, overgrowing vegetation, short vegetation, or the temporal evolution of surfaces. The NDWI is used to distinguish surfaces according to their water contents. The IB makes it possible to isolate certain categories, such as “bare floor and built up,” more precisely than the previous indicators.

For the wet period, vacant land was the dominant category (76.15% of the total surface area), followed by cultivated land (16.26%), forest land (palm date trees; 1.1%), water bodies and valleys (2.67%), and urbanization (3.9%).

For the dry period, vacant land was dominant (46.58% of the total area), followed by cultivated land (29.47%), forest land (date palm trees; 11.88%), water bodies and valleys (3.11%), and urbanization (8.94%).

Climatic data for model input

Several sources are available to evaluate climatic data: measuring stations close to the study area or the TerraClimate (<http://www.climatologylab.org/terraclimate.html>) data set. Because of the limited number of measuring stations (01 station) compared to the size of the study area, it was decided that the TerraClimate dataset should be used to get more precise climate data for the study area. The website provides high-spatial-resolution (4 km) monthly data for a long period, 1958–2020 (Abatzoglou et al. 2018; Abdi 2019).

There are two preferred methods of understanding the spatial distribution of climatic data for each location when

applying the WetSpa model. The first method is inverse distance weighting (IDW) and the second is the Thiessen polygon method. The IDW method provides a much smoother interpolation surface than the Thiessen polygon method (César 2012).

The monthly mean seasonal rainfall values calculated for the study area during the wet and dry periods were 9.45 mm and 8.18 mm, respectively. The grid maps used in the simulation model for the study area were prepared using ArcGIS 10.2 via the IDW interpolation tool. The required physical data were converted into raster data grid file format so that the model could be read for efficient simulation.

The average temperature during the wet season is 19 °C in the study area, with the minimum value occurring in February (18.2 °C) and the maximum in April (20.6 °C). For the dry period, the mean temperature is 35.3 °C, with the minimum occurring in June (33.2 °C) and the maximum in August (36.4 °C).

The findings indicate that the mean monthly wind speed values are 3.9 m/s and 3.5 m/s during the dry and wet seasons, respectively, with the maximum values occurring in February and May and the minimum values in August and September.

The potential evapotranspiration (PET) can be determined by different methods. To provide a well-distributed map of PET in the study area, the Penman–Monteith method was used here. The average monthly PET was calculated for the period 2012–2017. The formula incorporates many parameters that are measurable or calculable from meteorological and agronomic data. Seasonal monthly average values were 83.91 mm and 216.51 mm for the wet and dry seasons, respectively.

Groundwater depth

Piezometric measurements were taken from 55 wells spread over the study area for a period of five years (2012–2017) and for two seasons (the dry and wet seasons) (Fig. 1). For each season, the piezometric mean value was used to prepare spatial groundwater level distribution maps (Fig. 3a, b). The IDW interpolation method was applied to generate piezometric maps, which were then used as WetSpa model inputs. However, the maps indicated that there was no substantial difference between the monthly piezometric levels in both seasons. A seasonal variation of more than 2 m was observed at only seven piezometers. The piezometric maps were transformed into raster format (*Ascii to Raster*) and resampled at a resolution of 10 m to maintain uniformity between the inputs.

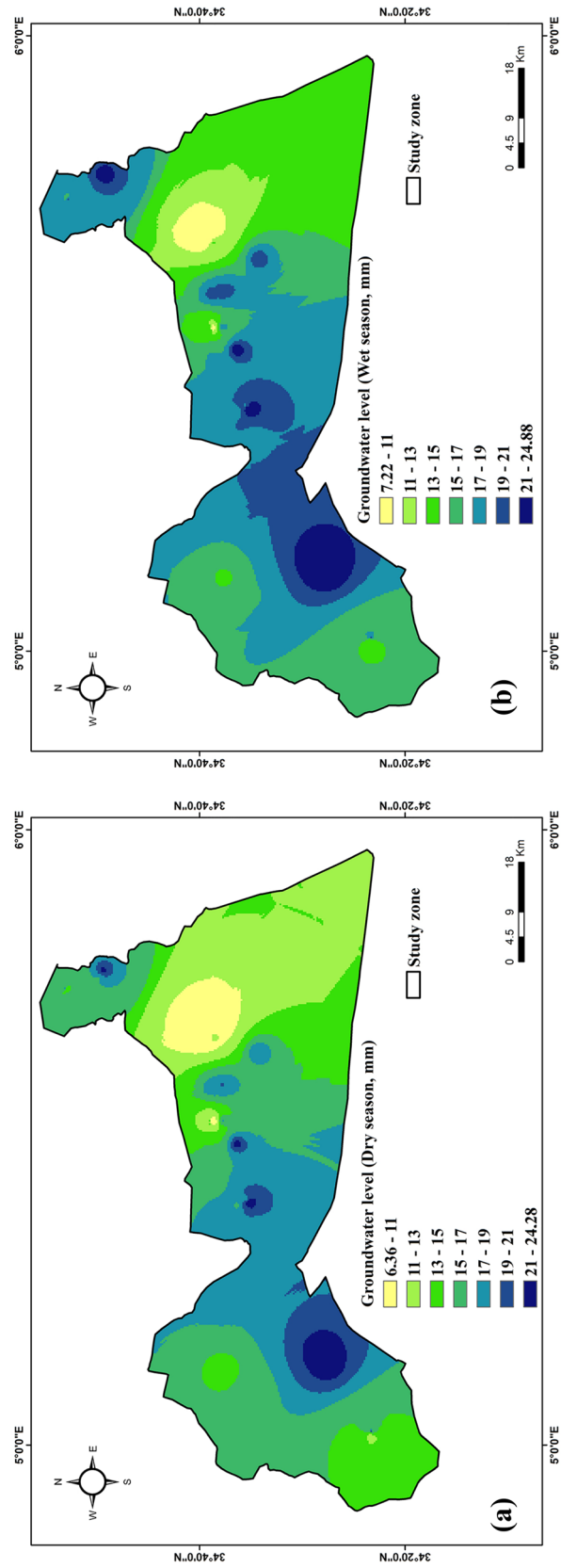


Fig. 3 Groundwater level maps for the dry (a) and wet (b) seasons

Results and discussion

This study aimed to estimate the monthly WBC values (runoff, PET, and GR for 2012–2017) in order to determine the estimated GR using the WetSpass model for the Quaternary aquifer in the Biskra region. The results show that most of the WBC present the same temporal pattern as the precipitation in the study area. The monthly average precipitation for the wet and dry periods is 9.6 mm and 8.2 mm, respectively. The monthly average precipitation is distributed as 0.35 mm (3.66%) of surface runoff for the wet period and 0.4 mm (4.8%) of surface runoff for the dry period; 2.4 mm (24.71%) of ET for the wet period and 4.7 mm (57.66%) of ET for the dry period; and 0.4 mm (3.77%) of groundwater recharge for the wet period and 0.01 mm (0.13%) of groundwater recharge for the dry period. This means that the variability of the precipitation and the durations of the dry and wet periods determine the rates and patterns presented by the WBC—particularly groundwater recharge, which is primarily dependent on precipitation in this kind of environment (Mustafa et al. 2017). For example, during the wet period, the highest average monthly rainfall (12 mm) coincided with the highest rates of recharge (9, 6 mm) and runoff (1.3 mm). This is consistent with some previous studies in Lake Chad and the Nigerian basin, where most components of the seasonal water balance followed the fluctuations in the amount of monsoon precipitation (Babama'aji 2013; Ashaolu 2020).

Runoff

The WetSpass model simulates the monthly surface runoff based on a runoff coefficient that is influenced by vegetation type, soil type, slope, topology, land use, and other hydro-meteorological data. Maps of the amount of surface runoff show that impermeable land surfaces associated with settlements and buildings prevent infiltration, which increases the surface runoff. Surface runoff is minimal for cultivated agricultural lands and vegetated areas, especially on soils with a sandy texture with a percentage of 0.007% during the wet season and 0.04% during the dry season. The maximum runoff is seen for sandy-clay textures, which provide 44.5% and 46.5% of the total runoff during the dry and wet seasons, respectively.

The amount of surface runoff varies during the wet and dry seasons. Surface runoff in the study area ranges from 0.04 to 12.03 mm and from 0.35 to 9.7 mm in the wet and dry seasons, respectively (Fig. 4a, b). 39% of the total area has a runoff of between 0.34 and 1.3 mm in the dry season, and 56.1% of the total area has a runoff of between 0.039 and 1.3 mm in the wet season.

Based on the seasonal simulation of the surface runoff, the eastern part of the study area shows the highest levels of silty and/or sandy clay soils and clay soils with low permeability, which contribute to surface runoff. In comparison, owing to the sandy and silty-sandy soil textures present, the south and southwest sections have less surface runoff. This indicates that the annual rainfall in the study region is determined by the soil types present. The precipitation is often caused by thunderstorms, and a thin impermeable coating on the surface of the soil increases the risk of surface runoff. Surface runoff is governed more by soil type than by the type of LULC and the slope in the study area.

The high surface runoff recorded in the central part of the study area is due to several common and dependent factors, such as the vegetation cover, slope, and the presence of two soil types (sandy loam and silty clay) with low permeability. The low permeability of the soils causes the runoff to increase in this zone of the study area. Similar results were found by Babama'aji (2013) for the Lake Chad Basin. In the northwestern and southern regions of the study area, surface runoff is less significant. The observed trend is also related to the high content of sandy-silty and silty-sandy soils present in this zone of the study region. This may be related to the fact that the infiltration rate of these soils prevents high runoff. It is essential to note that, regardless of the type of LULC present, zones with sandy-silty soils generate less runoff. In general, it is found that approximately 3.7% and 4.8% of the total monthly precipitation become surface runoff in the study area during the wet and dry periods, respectively. This increase in monthly runoff during the dry period may be attributed to the soil moisture during the previous wet period. It may not be related to soil texture, but rather to the fact that the soil becomes completely saturated with water due to the rainfall during the wet period, resulting in little or no infiltration during the following dry period.

This result is similar to what has been observed in semi-arid and arid environments in some previous studies, such as those of Tesfamichael et al. (2013), Gebremeskel and Kebede (2017), Al-Kuisi and El-Naqa (2013), and Dams et al. (2008). For example, in the arid Jafr Basin, Jordan, Al Kuisi and El-Naqa (2013) found that as little as 5% of the total annual precipitation became surface runoff.

Evapotranspiration

WetSpass measures the monthly seasonal evapotranspiration (ETP) as the dry evaporation from the bare soil, the transpiration from vegetation cover, and the evaporation from open water. Real evapotranspiration is one aspect of the water balance that was used to assess the recharge of the Quaternary aquifer in the study region using the WetSpass model.

The ETP maps shown in Fig. 4c, d present marked variation due to differences in precipitation over the two seasons.

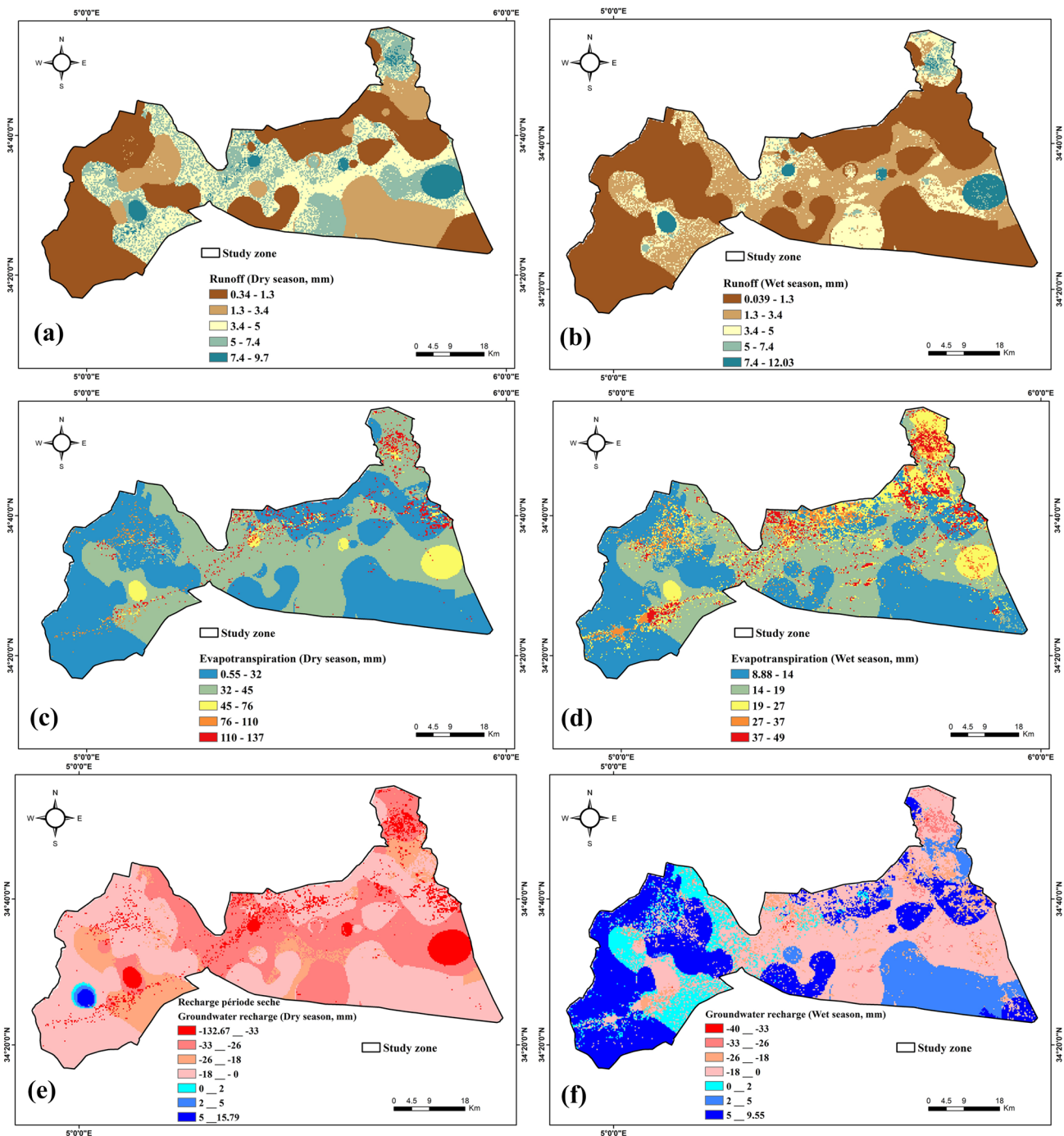


Fig. 4 Spatial distribution of the water balance components: **a** surface runoff during the dry season, **b** surface runoff during the wet season, **c** evapotranspiration during the dry season, **d** evapotranspiration during the wet season, **e** groundwater recharge during the dry season, **f** groundwater recharge during the wet season

According to the WetSpss simulation results, ETP values vary from 8.8 to 49 mm in the wet season and from 0.55 to 137 mm in the dry season, which indicates that ETP is the main water loss process in the study area. This is attributed to the high rate of radiation and dry wind.

For both periods, the real ETP is the major factor responsible for water loss in the study region. The spatial distributions shown on the ETP maps indicate that high values are located in the central part, which is largely covered by vegetation, and low values are located in the urbanized areas in the northwestern section of the study zone.

The ETP map shows significant variation due to differences in precipitation over the two seasons. According to the results of the WetSpass simulation, 24.71% and 57.66% of the mean monthly precipitation is recorded in the study area during the wet and dry seasons, respectively. The results for the ETP variation in this study are similar to those obtained in some previous studies (Tesfamichael et al. 2013; Al-Kuisi and El-Naqa 2013; Ashaolu 2020), indicating that ETP is the main process by which water loss occurs in the Biskra region. However, this phenomenon can also be related to the climate, high temperature, and LULC in the region. The abovementioned studies revealed that arid region basins lose a significantly larger percentage of the rainfall through evapotranspiration compared to humid region basins. For example, Tesfamichael et al. (2013) indicated that 76% of the annual rainfall is lost through ET each year, while it reached 95% in the Al-Jafr Basin in Jordan (Al-Kuisi and El-Naqa 2013) and in Lake Chad Basin (Babama'aji 2013).

Recharge

The WetSpass model predicts the volume of GR by subtracting the outputs of the water balance (S, ET) from the precipitation (P). Monthly groundwater recharge ranges from -40 to 9.55 mm in the wet season and from -132 to 15.56 mm in the dry season (Fig. 4e, f). Some locations in the western part of the study area yielded low simulated recharge rates. This could be due to the fact that the central part of the study area has high temperatures ranging from 30.4 to 32.2 °C, causing high evapotranspiration and, therefore, lower recharge rates. Similarly, there are negative and poor recharge values for some areas in river valleys due to high transpiration levels of vegetation (i.e., discharge).

The northwestern part of the study zone, marked by flat slopes and silty-sandy soils, shows the most potential for groundwater regeneration. In the southeastern part, which is characterized by clay and silty-clay soils and mountainous slopes, the capacity for groundwater recharge is limited.

The recharge depends on the urbanization stage, i.e., the larger the conurbation, the lower the recharge (Zammouri et al. 2014). In settlement areas, differences in groundwater recharge are determined by soil impermeability. The recharge is the highest for surfaces with vegetative cover and for barren surfaces such as natural or nearly natural landforms. This highlights the significance of vegetation and/or the effect of human activities on GR and dependent habitats in the region under study. The recharge variations seen in Fig. 4e, f can be divided into missing (discharge), null, and excess recharge. Agricultural land and bare soil are associated with substantial recharge. Land use has the biggest effect on the recharge mechanism in the study zone.

Null recharge happens mostly in regions with natural drainage zones, where the pre-development condition remains the same and there is little recharge improvement. Minor recharge losses (-40 to 0 mm for the wet period and -134 to 0 mm for the dry period) are seen from areas with certain types of forest vegetation, possibly due to high evapotranspiration.

The results show that both components (recharge and ETP) are more important than surface runoff due to the topography and the lower land cover. Ashaolu (2020) indicated that land use alters the recharge rate by directly disturbing the infiltration of precipitation into the water table. In the southeastern part of our study area, there is less recharge with high vegetation, but in the western part, low vegetation cover and a high precipitation rate lead to high recharge. Therefore, the intensity and duration of precipitation and the wind speed can be considered responsible for this pattern.

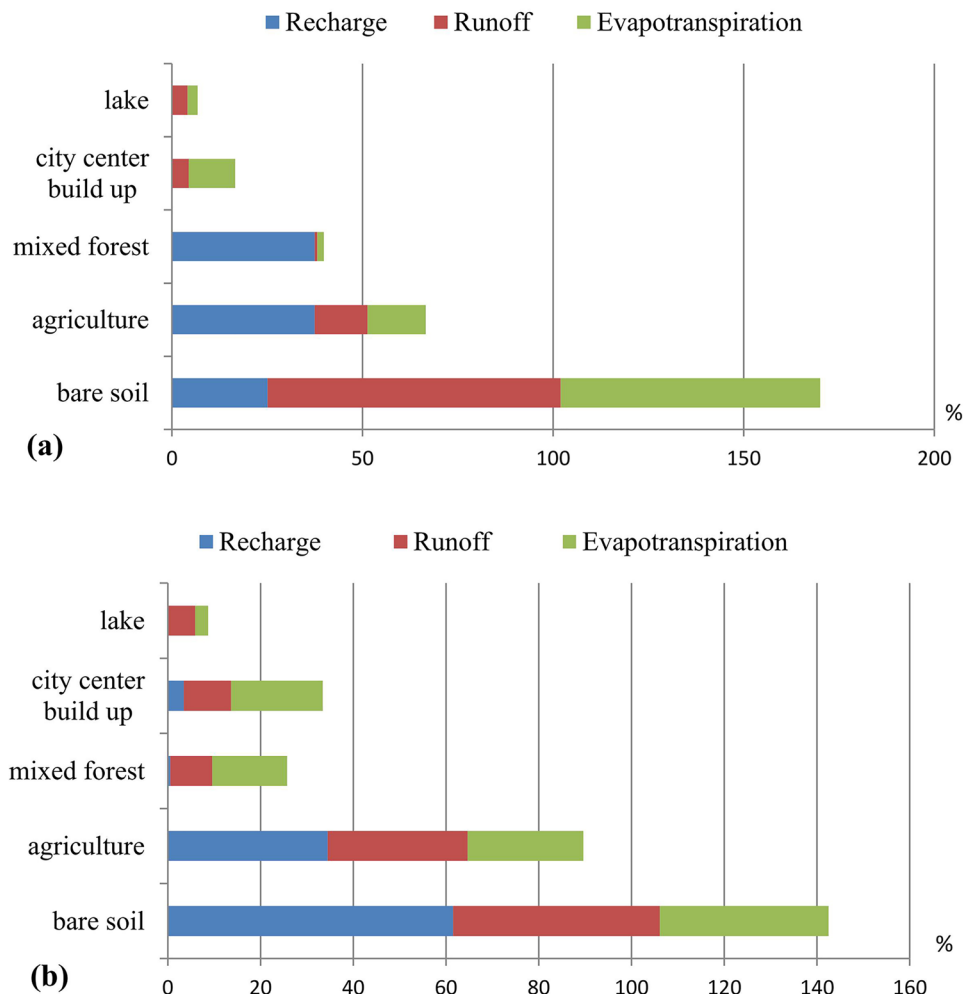
Furthermore, the diversity of recharge and the difference in recharge from one region to another are due to the nature of the watersheds in the study area, which include two large nonpermanent wadis, namely Biskra wadi (located in the northern part of the study area) and Djeddi wadi (located in the western part of the study area) (Fig. 1). Biskra and Djeddi wadis flow in north–south and west–east directions, respectively, towards the basin of Chott Melghir. The flows of Biskra wadi are related to the amount of rain that falls on the northern side of the study area (400 and 500 mm/year). It crosses the Aures for about 60 km in a northeast–southwest direction, receiving the flows from several temporary tributaries, and emerges from a morphological lock on the Djebel Merkizane in the El-Outaya plain (Ghiglieri et al. 2021). Since the construction of the Fountain of Gazelles Dam in 2000, this important part of the wadi has flowed into the dam (Fig. 1), which affects the permanence and the flow in the valley. Wadi Djeddi is characterized by violent floods, which can sometimes be devastating (Sekkoum et al. 2021), and it makes a non-negligible contribution to the GR in the study area.

Impacts of LULC and soil texture on water balance components

Impact of LULC on WBC

Figure 5a, b illustrate the impact of the LULC (bare soil, agriculture, mixed forest, built-up land, and lakes) on the different WBC in the wet season and the dry season, respectively. In general, built-up areas and lakes do not or negligibly contribute to the GR, while runoff and evapotranspiration are greater contributors due to the nature of the soil and its low permeability. These parts are distributed throughout the study area, covering 8.6% of the total surface. The degree

Fig. 5 Average monthly recharge, runoff, and evapotranspiration with respect to land use in the **a** wet season and **b** dry season



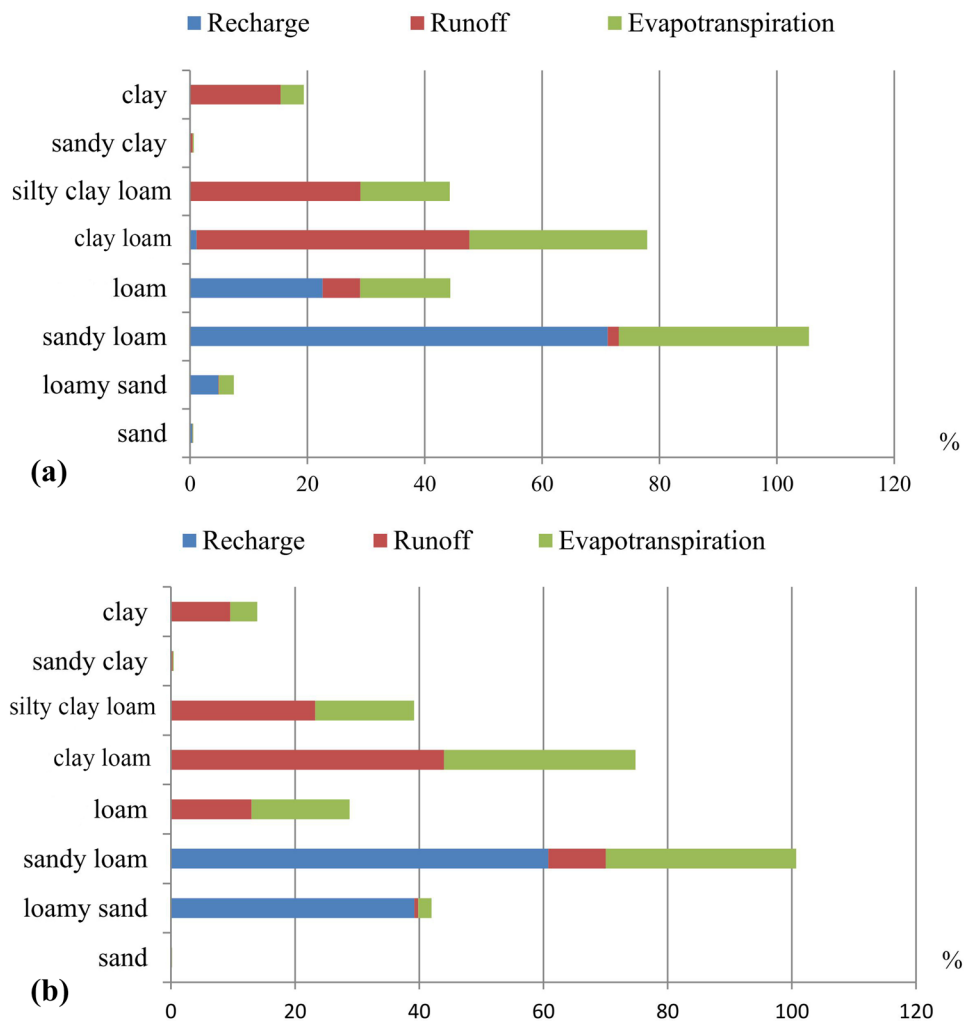
of soil sealing depends on the form of LULC present. The results show a strong negative association between impermeousness and groundwater recharge percentage. Mixed forests are characterized by a high contribution to GR (about 40%) in the wet season and a negligible contribution in the dry season, while ETP and runoff are negligible in the wet season and become more important in the dry season. Agricultural areas have almost the same rates of GR in both seasons (about 40% in the wet season and 35% in the dry season), but, as seen in Fig. 4e, 99% of the study area shows a groundwater discharge in the dry season. Runoff and ETP rates in these areas become greater in the dry season, which may be due to the excessive irrigation. Bare soils are characterized by high rates of runoff and ETP with low contributions to GR. These areas have higher runoff rates than agricultural land due to the lack of dense vegetation cover that reduces runoff. The study area is characterized by irrigated agriculture, and groundwater is the principal source of irrigation, despite the presence of the Fountain of Gazelles Dam near to Djebel Merkizane in the northern part of the study area, which is just used for the irrigation of some small

perimeters in the El-Ouatya plain (Boudibi et al. 2021a). Irrigation is frequently one of the main sources of recharge, whether surface water or groundwater is used. Recharge through irrigation comes in two main forms: through losses from irrigation canals or water infiltration or through extensive watering of cultivated fields. According to the fieldwork performed in the study area, these recharge sources are very important, because leaks are more noticeable in canals that are unused for a long period before being put back into service, and the farmers are still using traditional irrigation systems without drainage systems.

Influence of soil textures on WBC

Figure 6a, b show the impacts of various soil textures on the different WBC in the wet and the dry seasons, respectively. The relationships between the WBC and the soil texture are important for groundwater management because the WBC behave differently in different soil types (Wang et al. 2012). The soil texture of the study area is mainly represented by three classes (encompassing 96% of the surface area): sandy

Fig. 6 Percentages of monthly groundwater recharge, runoff, and evapotranspiration as functions of the soil texture during the **a** wet season and **b** dry season



loam (54% of the surface area; located in the western and the northern parts of the study area), silty clay loam (34%; this occupies the majority of the middle of the study area), and the loam class (8% of the total surface area; located in the eastern and southern parts of the study area).

As shown in Fig. 6, most of the GR (more than 60% of the total GR) in the study area takes place in sandy loam soils, which is the dominant texture class, with an average permeability of 2.5 cm/h (FAO 2011). The remaining part of the water in these areas is lost by ETP (these areas contribute more than 30% of the total ETP rate). The second most dominant soil texture class is characterized by low permeability (permeability < 0.8 cm/h), which explains the high rates of ETP and runoff in the areas dominated by this class. The third most

dominant class is characterized by a moderate permeability of 1.3 cm/h (FAO 2011), and contributes more than 20% of the GR in the study area.

The results of this research provide preliminary indications to use when analyzing the resource base and developing effective and appropriate response strategies for the sustainable management of water and land resources in the arid region.

Conclusion

The primary aim of this research was to quantify the GR of the Biskra Quaternary aquifer. The WetSpss model was used to calculate the monthly GR distributed over

the study area. The application of this model revealed that the analysis of the different physical parameters is essential to determine the spatial distribution of GR in the study area. This model has the advantage of being relatively simple to apply provided that the input data has been determined using various manipulations with GIS tools.

The findings showed a major drop in GR, particularly for impermeable land and settlement land-use types. The monthly average rainfall for wet and dry periods was 9.6 mm and 8.2 mm, respectively. The monthly average rainfall was distributed as follows: 0.35 mm (3.66%) and 0.4 mm (4.8%) as surface runoff during the wet and dry periods, respectively; 2.4 mm (24.71%) and 4.7 mm (57.66%) as actual evapotranspiration during the wet and dry periods, respectively; and 0.4 mm (3.77%) and 0.01 mm (0.13%) as recharge water during the winter and the dry periods, respectively; the remainder corresponds to marked interception rates by vegetation: 6.5 mm (67.8%) during the wet period and 3.08 mm (37.5%) during the dry period. In total, this corresponds to 10.875 mm during the wet season and 3.263 mm during the dry season across the whole surface area. The land-use types of the populated areas gave much lower recharge rates. The groundwater recharge maps confirmed that the presence of various land-use classes led to slightly more variation in the groundwater recharge. Recharge values for water systems are zero, whereas the average recharge in agricultural areas is 0.12 mm (34% of the total recharge) during the wet season and 0.004 mm (37%) during the dry season. High recharge rates were recorded for bare soils (the main soil type in our study area), especially in the wet season, with percentages of 61.5% and 25.6% of the total recharge occurring during the wet and dry seasons, respectively.

There were large variations in the groundwater recharge due to the different soil classes in the study area. In the northwest, higher recharge levels were observed due to the combination of silty-sandy soils and high precipitation. In the southeast, however, lower values were observed due to the interaction of sand and gravel with the clay ground and low rainfall.

The simulation of the spatial distribution of groundwater recharge using the WetSpas software provides a new hydrologic perspective for the study area. It is hoped that this new perspective, particularly with respect to GR, will help stakeholders and authorities in the region to conserve and use the groundwater in a more sustainable manner without causing unacceptable economic, environmental, and social consequences.

Acknowledgements The authors would like to thank Prof. Zekai Şen of Medipol University (Turkey) for his insightful comments on the final revisions of the manuscript.

Author contributions All authors participated in (a) conception and design or the analysis and interpretation of the data; (b) drafting the article or revising it critically for important intellectual content; and (c) approving the final version. This manuscript has not been submitted to, nor is it under review by, another journal or publishing venue. The authors have no affiliation with any organization with a direct or indirect financial interest in the subject matter discussed in the manuscript.

Funding This research did not receive any specific funding from public, commercial, or nonprofit funding agencies.

Declarations

Conflict of interest The authors declare no conflict of interest.

References

- Abatzoglou JT et al (2018) TerraClimate, a high-resolution global dataset of monthly climate and climatic water balance from 1958–2015. *Sci Data* 5:1–12. <https://doi.org/10.1038/sdata.2017.191>
- Abdenour MA, Douaoui A, Barrena J et al (2020) Geochemical characterization of the salinity of irrigated soils in arid regions (Biskra, SE Algeria). *Acta Geochim*. <https://doi.org/10.1007/s11631-020-00426-2>
- Abdi O (2019) Climate-triggered insect defoliators and forest fires using multitemporal landsat and terraclimate data in NE Iran: an application of GEOBIA treetnet and panel data analysis. *Sensors* (Switzerland). <https://doi.org/10.3390/s19183965>
- Al-Kuisi MA, El-Naqa A (2013) GIS based spatial groundwater recharge estimation in the Jafr Basin, Jordan—application of WetSpas models for arid regions. *Rev Mex Cienc Geol* 30(1):96–109
- Amichi F, Bouarfa S, Lejars C, Kuper C, Hartani H, Daoudi A, Amichi H, Belhamra M (2015) Des serres et des hommes: des exploitations motrices de l'expansion territoriale et de l'ascension socio-professionnelle sur un front pionnier de l'agriculture saharienne en Algérie. *Cahiers Agric* 24(1):11–19
- Armanuos AM, Negm A, Yoshimura C (2016) Application of WetSpas model to estimate groundwater recharge variability in the Nile Delta aquifer. *Arab J Geosci*. <https://doi.org/10.1007/s12517-016-2580-x>
- Armbruster V, Leibundgut C (2001) Determination of spatially and temporally highly detailed groundwater recharge in porous aquifers by a SVAT model. *Phys Chem Earth Part B* 26(7–8):607–611
- Arnold JG, Muttiah RS, Srinivasan R, Allen PM (2000) Regional estimation of baseflow and groundwater recharge in the upper Mississippi River basin. *J Hydrol* 227:21–40
- Ashaolu ED (2017) Water resources management: a geographer's viewpoint. In: Tilakasiri SL (ed) *Geography in development: issues and perspectives*. Stamford Lake, Pannipitiya, pp 151–171
- Ashaolu ED (2020) Spatial and temporal recharge estimation of the basement complex in Nigeria, West Africa. *J Hydrol Reg Stud* 27:100658. <https://doi.org/10.1016/j.ejrh.2019.100658>
- Babama'aji R (2013) Impacts of precipitation, land use land cover and soil type on the water balance of Lake Chad Basin. PhD Thesis. University of Missouri, Kansas City
- Batelaan O, De Smedt F (2001) WetSpas: a flexible, GIS-based, distributed recharge methodology for regional groundwater modeling. *Impact Hum Act Groundw Dyn* 269(269):11–17
- Batelaan O, De Smedt F (2004) Seepage, a new modflow drain package. *Ground Water* 42(4):576–588
- Batelaan O, De Smedt F (2007) GIS-based recharge estimation by coupling surface-subsurface water balances. *J Hydrol* 337:337–355

- Batelaan O, Woldeamak ST (2007) ArcView interface for WetSpas: user manual. Version 13-06-2007. Department of Hydrology and Hydraulic Engineering, Vrije Universiteit Brussels, Brussels, p 67
- Batelaan O, De Smedt F, Triest L (2013) Regional groundwater discharge: phreatophyte mapping, groundwater modelling and impact analysis of land-use change. *J Hydrol* 275(1–2):86–108
- Bencheikh A (2018) Intensification et mise en valeur pour une agriculture durable dans les régions arides: cas de la wilaya de Biskra. Thèse de Doctorat en Sciences Agronomiques. Ecole Nationale Supérieure Agronomique. Alger, p 129
- Boualem R (2007) La problématique de l'eau en Algérie, 2ème édition. Office des Publications Universitaires, Alger, p 114
- Boudibi S (2021) Modeling the impact of irrigation water quality on soil salinization in an arid region, case of Biskra. Mohamed Khider University of Biskra, Biskra, p 175
- Boudibi S, Sakaa B, Zapata-Sierra AJ (2019) Groundwater quality assessment using GIS, ordinary kriging and WQI in an arid area. *Ponte* 75:204–226. <https://doi.org/10.21506/j.ponte.2019.12.14>
- Boudibi S, Sakaa B, Benguega Z et al (2021a) Spatial prediction and modeling of soil salinity using simple cokriging, artificial neural networks, and support vector machines in El Outaya plain, Biskra, southeastern Algeria. *Acta Geochim*. <https://doi.org/10.1007/s11631-020-00444-0>
- Boudibi S, Sakaa B, Benguega Z (2021b) Spatial variability and risk assessment of groundwater pollution in El-Outaya region, Algeria. *J Afr Earth Sci* 5:1. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104135>
- Boudjellal AA, Bekkar Y, Kuper M, Errahj M, Hammani A, Hartani T (2011) Analyse des arrangements informels pour l'accès à l'eau souterraine sur les périmètres irrigués de la Mitidja (Algérie) et du Tadla (Maroc). *Cahiers Agric* 20:85–91. <https://doi.org/10.1684/agr.2010.0458>
- Boudjema A (2015) Hydrogéologie, vulnérabilité et modélisation de la nappe du Mio-Pliocène d'El Outaya, (Biskra, Sud-Est algérien). Thèse de Doctorat en Sciences Agronomiques. University Mohamed Khider Biskra, Biskra
- César E (2012) Modélisation régionale des écoulements souterrains et du transport de nitrates dans le bassin de la Dyle amont. Thesis. University of Liège, Liège, pp 2011–2012
- Chabaca MN (2019) Quelles stratégies d'adaptation pour une meilleure gestion des ressources en eau: cas de l'Algérie (What adaptation strategies for better management of water resources: the case of Alger). In: Séminaire international « Eau et changement climatique au Maghreb. Défis et opportunités », Tunis, Tunisie, 25–26 Nov 2019
- Cosgrove WJ, Loucks DP (2015) Water management: current and future challenges and research directions. *Water Resour Res* 51:4823–4839. <https://doi.org/10.1002/2014WR016869>
- Dams J, Woldeamlak TS, and Batelaan O (2008) Predicting land-use change and its impact on the groundwater system of the Kleine-Nete catchment, Belgium. *Hydrol Earth Syst Sci* 12:1369–1385. <https://doi.org/10.5194/hess-12-1369-2008>
- FAO (2011) 9. Soil permeability. https://www.fao.org/fishery/docs/CDrom/FAO_Training/FAO_Training/General/x6706e/x6706e09.htm#top
- Fenta AA, Kifle A, Gebreyohannes T, Hailu G (2014) Spatial analysis of groundwater potential using remote sensing and GISbased multi-criteria evaluation in Raya Valley, northern Ethiopia. *Hydrogeol J* 23(1):195–206. <https://doi.org/10.1007/s10040-014-1198-x>
- Gebremeskel G, Kebede A (2017) Spatial estimation of long-term seasonal and annual groundwater resources: application of WetSpas model in the Werii watershed of the Tekeze River Basin, Ethiopia. *Phys Geogr*. <https://doi.org/10.1080/02723646.2017.1302791>
- Ghiglieri G, Buttau C, Arras C, Funedda A, Soler A, Barbieri M, Carletti A (2021) Using a multi-disciplinary approach to characterize groundwater systems in arid and semi-arid environments: the case of Biskra and Batna regions (NE Algeria). *Sci Total Environ*. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.143797>
- Hassan A, Aboodi A, Hassan A (2020) Estimation of spatial groundwater recharge using WetSpas model in Teeb Area, Missan Province, South of Iraq. *Technol Rep Kansai Univ* 62(7)
- JORA (2005) Journal Officiel de la République Algérienne. La loi n°05 – 12 du 04 août 2005 relative à l'eau. <http://www.interieur.gov.dz/index.php/fr/le-ministere/le-minist%C3%A8re/textes-legislatifs-et-regl>
- Kerapetse C, Kileshye OJ, Gumindoga W, Sheffield J (2020) A WetSpas model based groundwater recharge zone mapping for food security in Notwane catchment. In: 19th WaterNet Symp, Livingstone, Zambia, 31 Oct–2 Nov 2018
- Khomri Z, Chabaca MN (2019) Contribution to the determination of potential areas for recharge of the El Madher plain water table by a cartographic approach (Batna, Algeria). *Ponte Int Sci Res J* 75:12. <https://doi.org/10.21506/j.ponte.2019.12.7>
- Manfreda S, Fiorentino M, Iacobellis V (2005) DREAM: a distributed model for runoff, evapotranspiration, and antecedent soil moisture simulation. *Adv Geosci* 2:31–39
- Melki A, Abdollahi K, Fatahi R, Abida H (2017) Groundwater recharge estimation under semi arid climate: Case of Northern Gafsa watershed, Tunisia. *J Afr Earth Sci* 132:37–46. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2017.04.020>
- Meresa E, Taye G (2019) Estimation of groundwater recharge using GIS-based WetSpas model for Birki watershed, the eastern zone of Tigray Northern Ethiopia. *Sustain Water Resour Manag* 5(4):1555–1566. <https://doi.org/10.1007/s40899-018-0282-0>
- Mogheir YA (2013) Effects of climate change on groundwater resources (Gaza Strip case study). *Int J Sustain Energy Environ* 1:136–149
- Mustafa ST et al (2017) Identification of the influencing factors on groundwater drought and depletion in north-western Bangladesh. *Hydrogeol J*. <https://doi.org/10.1007/s10040-017-1547-7>
- Park CS (2014) A distributed water balance approach to groundwater recharge estimation for Jeju Volcanic Island, Korea. *Geosci J* 18:193–207
- Qu X, Alvarez PJJ, Li Q (2013) Applications of nanotechnology in water and wastewater treatment. *Water Res* 47(12):3931–3946. <https://doi.org/10.1016/j.watres.2012.09.058>
- Safar-Zitoun M (2019) Plan National Sécheresse Algérie. Convention des Nations Unies de Lutte contre la Désertification, Paris
- Salami Y (2019) L'Algérie, pays soumis au stress hydrique élevé. *Liberte Algérie*, 15 Aug 2019. <https://www.liberte-algerie.com/actua-lite/lalgerie-pays-soumis-au-stress-hydrique-eleve-321877>
- Sedrati N (2011) Origines et caractéristiques physico-chimiques des eaux de la wilaya de Biskra-Sud-Est-Algérien. Badji Mokhtar-Annaba University, Annaba
- Sekkoum K, Talhi MF, Cheriti A, Bourmita Y, Belboukhari N, Boulenouar N, Taleb S (2021) Water in Algerian Sahara: environmental and health impact. In: Ning RN (ed) *Advancing desalination*. InTechOpen Ltd, London, pp 199–2016. <https://doi.org/10.5772/50319>
- Shaban A, Khawlie M, Abdallah C (2006) Use of Remote Sensing and GIS to Determine Recharge Potential Zone: The Case of Occidental Lebanon. *Hydrogeology J*. 14, 433–443. <https://doi.org/10.1007/s10040-005-0437-6>
- Souk F Z (2009) La politique de l'eau en Algérie: valorisation et développement durable. "Bridging divides for water". In: Cinquième forum mondial de l'eau, Istanbul, Turkey, 16–22 Mar 2009. <http://www.enssea.net/enssea/majalat/1003.pdf>
- Tammal MK (2014) Modeling multi-aquifer system of Tadla basin and plateau of phosphates. *Int J Innov Sci Res* 6:172–180

- Teklebirhan A, Dessie N, Tesfamichael G (2012) Groundwater recharge, evapotranspiration and surface runoff estimation using WetSpas modeling method in Illala catchment, northern Ethiopia. *Momona Ethiop J Sci* 4(2):96–110
- Tesfamichael G et al (2013) Application of a spatially distributed water balance model for assessing surface water and groundwater resources in the Geba basin, Tigray, Ethiopia. *J Hydrol* 499(2013):110–123
- Tilahun K, Merkel BJ (2009) Estimation of groundwater recharge using a GIS-based distributed water balance model in Dire Dawa, Ethiopia. *Hydrogeol J* 17(6):1443–1457. <https://doi.org/10.1007/s10040-009-0455-x>
- Wang YL et al (2012) Monthly spatial distributed water resources assessment: a case study. *Comput Geosci J* 45:319–330. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.11.028>
- World Bank (2006) Ethiopia : Managing Water Resources to Maximize Sustainable Growth. Washington, DC. © World Bank. <https://openknowledge.worldbank.org/handle/10986/8170>.
- Zammouri M et al (2014) Assessment of the effect of a planned marina on groundwater quality in Enfida plain (Tunisia). *Arab J Geosci* 7:1187–1203. <https://doi.org/10.1007/s12517-012-0814-0>
- Zomlot Z, Verbeiren B, Huysmans M, Batelaan O (2015) Regional studies spatial distribution of groundwater recharge and base flow. Assessment of controlling factors. *J Hydrol* 4:349–368



Assessment of groundwater vulnerability using remote sensing, susceptibility index, and WetSpss model in an arid region (Biskra, SE Algeria)

Zine-eddine Khomri · Mohamed Naçer Chabaca · Samir Boudibi · Sarmad Dashti Latif 

Received: 15 January 2022 / Accepted: 4 June 2022
© The Author(s), under exclusive licence to Springer Nature Switzerland AG 2022

Abstract Biskra region currently shows signs of stress and a high risk of groundwater contamination by various chemicals and pesticides. For this purpose, a modified integrated susceptibility index (SI) is coupled with remote sensing (RS) and WetSpss model to assess the sensitivity of the groundwater and the risk of pollution in the most exploited aquifer (Quaternary aquifer) in the study area. The results of the modified SI model show that a major part of the aquifer is at risk of contamination if the farmers do not implement good agricultural practices. Four sensitivity levels are considered, reflecting a

vulnerability rating that ranges from low to very high. The very high category is observed in the agricultural areas with an estimated pollution index ranging from 84 to 90.57, while a large part of the aquifer shows a high vulnerability to contamination ($64 < SI \leq 84$). This category is found in areas characterized by the dominance of bare soil. In urban areas, the vulnerability level decreases to low category ($37 < SI \leq 45$). However, the area of forests is classified as moderate to vulnerability ($45 < SI \leq 64$). The different statistical and GIS methods confirm the reliability of the obtained SI map. The combination of the SI method with WetSpss model and RS can give a reliable map to help and assist the authorities and decision-makers in groundwater resources planning and the implementation of monitoring programs and networks to control the quality of groundwater in arid environments.

Z. Khomri · M. N. Chabaca
Laboratory for the Control of Water in Agriculture, Hassen Badi Belfort ENSA, El Harrach, Algiers, Algeria
e-mail: zkhomri@yahoo.fr

M. N. Chabaca
e-mail: chabacam@yahoo.fr

Z. Khomri · S. Boudibi
Scientific and Technical Research Center on Arid Regions, CRSTRA, Biskra, Algeria
e-mail: s.boudibi@univ-biskra.dz

Z. Khomri · M. N. Chabaca
National Higher School of Agronomy, Hassen Badi Belfort, El Harrach, Algiers, Algeria

S. D. Latif (✉)
Civil Engineering Department, College of Engineering, Komar University of Science and Technology, Sulaimany 46001, Kurdistan Region, Iraq
e-mail: Sarmad.latif@komar.edu.iq

Keywords Groundwater vulnerability · Susceptibility index · SPSA · WetSpss · Arid environment · Remote sensing

Introduction

Groundwater is a critical element to public water supplies worldwide, particularly in arid environments, and the access to this valuable resource is easier and more convenient (Asadi et al., 2017). It is the largest flowing reservoir on the planet and is essential for life on earth as it is used to meet various human and

environmental needs and has become the main source of water for local industry, agriculture, and populations due to its wide distribution, especially in arid regions (Denizman, 2018; Jianmin et al., 2015). Nevertheless, in recent years, water scarcity and pollution have become major threats worldwide. As this natural resource is the most sought-after source of water, it is essential to be prudent in the management and the use of groundwater resources (Marjuanto et al., 2019). Nowadays, the world is struggling to manage the resources of water sufficiently. Therefore, reliable models for managing the resources of water are crucial (Ehteram et al., 2020; Lai et al., 2020; Latif et al., 2020a, b, 2021a, b, c; Latif & Ahmed, 2021; Najah et al., 2021).

In terms of water capacity, Algeria is one of the poorest countries. The world bank has a potential water shortage need of 1,000 m³/inhabitant/year. Algeria's theoretical water supply was 1,500 m³/person/year in 1962, but in 2020, it became only 430 m³/person/year (Safar-Zitoun, 2019). It ranks 29th among high-pressure water countries, according to the world resources institute's ranking of 44 countries (Salami, 2019). In terms of quantity, it has recently experienced an increase in the percentage of the exploitation potential of water resources, with about 64% of the country's groundwater, 31% of its surface water, and 5% of its non-conventional water resources (Sbargoud, 2017). Regarding the exploitation of groundwater resources, almost all the aquifer's capacity is exploited by the agricultural sector, and consequently, a decrease in groundwater levels is observed in some regions of the study area. In terms of quality, high nitrate concentrations have been observed in many regions of the country, due to the unsustainable agricultural practices and intensive use of pesticides and fertilizers, especially in the drylands (Boudibi et al., 2021; Sbargoud, 2017).

The region of Biskra (northern Algeria) is experiencing remarkable economic development due to the development of the agricultural sector (more than 100,000 hectares of irrigated land), and the expansion of greenhouses and palm groves thanks to the exploitation of groundwater, which is the main source of crop irrigation in the region (Bencheikh, 2018). The lack of models to monitor the quantity and quality of this groundwater and protect it from pollution may limit this development. Some regions in the study area are already experiencing a decline

in groundwater quality due to overexploitation and irrational use of this resource (Boudibi et al., 2019, 2021), whereas, in order to protect groundwater, vulnerability assessment is the appropriate method to identify the most aquifers' vulnerable zones to pollutants and to ensure the sustainable and optimal use of groundwater (Noori et al., 2019).

Margat (1968) established the new idea of groundwater vulnerability, and several definitions for this concept have been presented. Hirata and Bertolo (n.d.) define groundwater vulnerability as "the property of a groundwater system that relates to the sensitivity of the material to allow the degradation of the saturated area by human polluting substances," while the NRC (1993) defines the term as "the relative ease with which a contaminant (in this case a pesticide) when applied on or near the soil surface can transfer to the aquifer of interest undiluted."

Numerous models and methods for vulnerability mapping and assessment have been created and tested worldwide. These models use a combination of different hydrogeological parameters to produce vulnerability maps of groundwater to pollution (Chenini et al., 2015). These models can be simple or sophisticated and can be classified into three types: statistical models, process-based simulation models, and overlay and index models (Dixon, 2004). Index models are the most widely applied (Ribeiro, 2000). Each model has its weaknesses and strengths (NRC, 1993). Generally, the selection of one of them to evaluate the vulnerability of groundwater depends mainly on the availability of data. However, the approach chosen should provide the best results without the need to deal with high levels of uncertainty and the need for an important number of parameters (Ribeiro et al., 2017).

The SI model is an adjustment of the DRASTIC model. This model was developed by Ribeiro (2000), where he eliminated the vadose zone and hydraulic conductivity and added the land use/land cover (LULC) parameter. The SI method's effectiveness has been demonstrated by the work of Stigter et al. (2006). Through a comparison of the SI model and the DRASTIC model, using calibration with the nitrate concentration [NO₃⁻], he shows that the DRASTIC model underestimated the groundwater vulnerability for almost the total aquifer surface. Thus, by including the LULC parameter in the model, the results of the evaluation of vulnerability were

clearly improved (Ribeiro et al., 2017; Stigter et al., 2006).

In addition, the SI model has been used successfully in different regions worldwide (Asadi et al., 2017; Shirazi et al., 2013). For this reason, in the present paper, we chose the SI model to evaluate the vulnerability of the Biskra's quaternary aquifer to pollution. Several techniques are available to validate groundwater vulnerability maps, including, for example, the collection of pollutant data from wells distributed over the study area. This verification is generally based on nitrate concentrations in the groundwater wells sampled. Napolitano and Fabbri (1996) proposed sensitivity analysis to a single parameter (SPSA) method, which is widely used to assess the importance of the modeling parameters in vulnerability mapping (Barbash & Resek, 1996; Dixon, 2005; Huan et al., 2012). The SPSA provides information on the scores and weights (comparing theoretical and actual values) attributable to each variable, allowing an evaluation of the technique used.

In developing countries such as Algeria, vulnerability mapping is an effective tool that enables managers and policymakers to identify the most sensitive areas to groundwater pollution (Boufekane & Saighi, 2018). Nevertheless, to produce useful groundwater vulnerability maps, data sets such as aquifer recharge rates and LULC of the study area are required. The determination of these two parameters has been considerably improved in recent years. In this paper, we have combined the hydrological model "WetSpas" and remote sensing to assess these two important parameters.

Previously, many studies have been conducted for assessment of groundwater vulnerability using various methods. For example, Rezaei et al. (2013) utilized fuzzy logic considering three significant cases of minimum, maximum, and mean values for the net recharge parameter. They have implemented their method on Zayandehrood river basin aquifers. According to their findings, the fuzzy-DRASTIC vulnerability map developed revealed that the basin's western sections have the highest contamination potential, followed by the basin's eastern areas. In addition, the research area's center areas are deemed to have low contamination potential. Finally, two sensitivity studies are carried out to demonstrate the importance of each value of the net recharge parameter in the vulnerability index calculation. Meanwhile,

Tul et al. (2020) proposed a study aimed at assessing the susceptibility of the shallow aquifer in a salinity-affected coastal Bangladesh region. They used the DRASTIC index approach, which is based on GIS. According to their findings, 85.43% of the region, or 656.85 km², is vulnerable to moderate risk, while just 7.88% is subject to low risk, and 6.69% is severely vulnerable. Moreover, Noori et al. (2019) examine the modified-DRASTIC, modified-SINTACS, and SI approaches for groundwater risk assessment in the southern Tehran aquifer, Iran, using the SINTACS and DRASTIC models with a land use layer. Modified-SINTACS had the strongest link between nitrate and the vulnerability index (coefficient of determination=0.75), according to their findings. Also, using "effective" weights, the modified-SINTACS revealed that extremely high, high, moderate, and low susceptibility zones were found in 19.6%, 55.2%, 23.4%, and 1.6% of the research region, respectively.

The aim of this study is on one hand to assess and map the contamination vulnerability of the quaternary aquifer in Biskra region using the susceptibility index (SI) and WetSpas model to ensure the sustainable use of the resources of the reservoir of the quaternary aquifer of Biskra region, and on the other hand, nitrate concentration monitoring network is proposed to improve the planning, development, protection, and the management of groundwater by anticipating or controlling sources of pollution. The main novelty of this research is the use of a more reliable method by coupling hydrological and hydrogeological modeling to quantify groundwater recharge and LULC, which are two of the most important characteristics for groundwater vulnerability assessment.

Materials and methods

Description of the study area

The study area is located in the southern part of Biskra province in the northeast of Algerian Sahara (Fig. 1). It covers an area of 3053 km². It is classified as an arid region with an average monthly rainfall of approximately 9 mm. The mean annual surface temperature is 27 °C. The relief is generally flat with undulating ridges and mountains, with a minimum elevation of 43 m in Oumache region and a maximum of 283 m in the western part of the province.

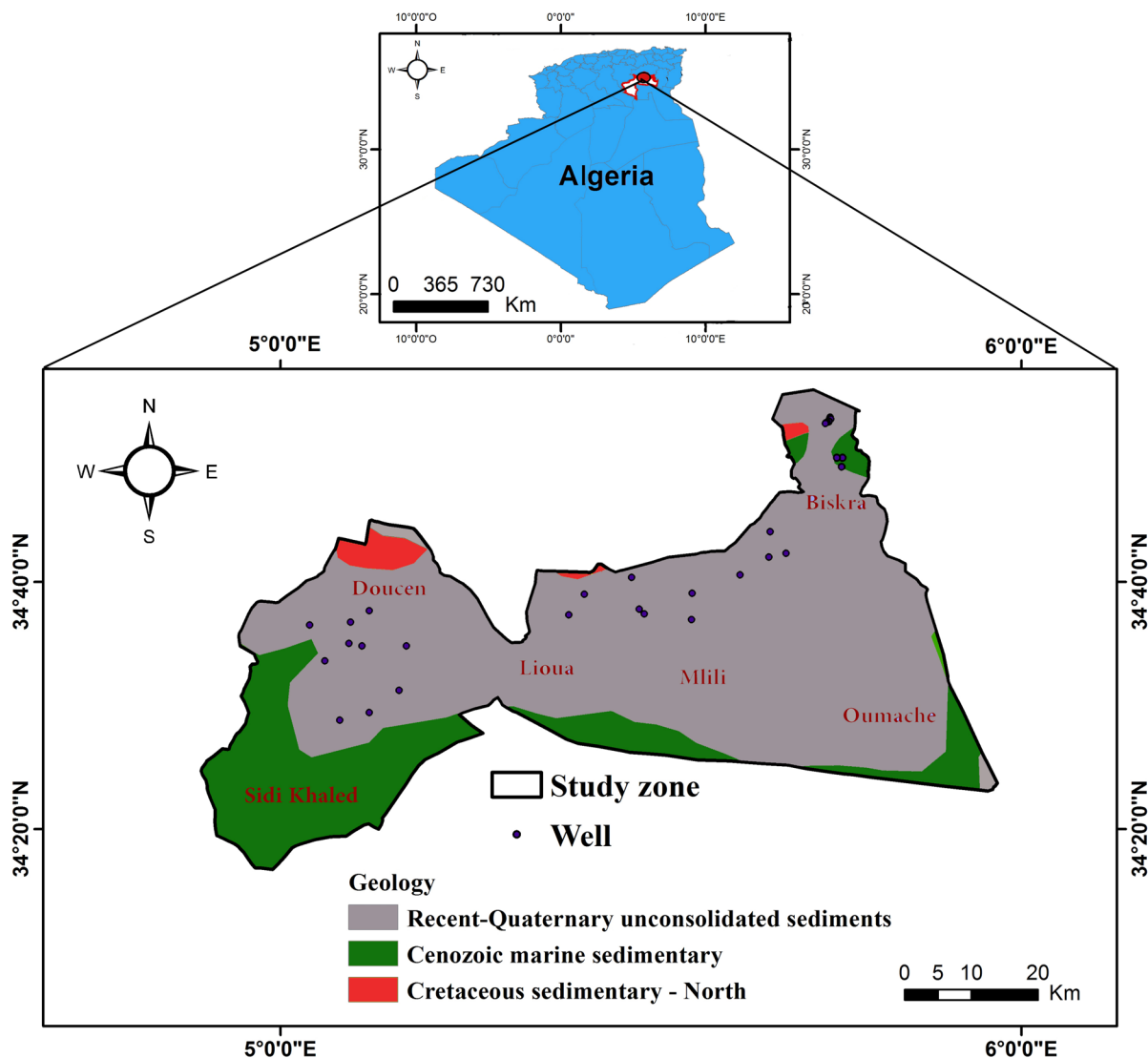


Fig. 1 Localization and geological aspect of the study zone

Agriculture is the most important economic activity, and groundwater is the principal source of irrigation in Biskra region. The crop patterns vary considerably with the dominance of greenhouse culture, palm dates, and olive (Boudibi, 2021). Due to excellent climatic circumstances and government policies, Algeria has undergone significant agricultural development in the previous two decades, fuelled by a thriving market gardening industry in plastic greenhouses. As a result of this achievement, Biskra province has become the country's first producer of early veggies (Allache et al., 2015). Therefore, agricultural

activity in the region requires a high use of water and chemical fertilizers, which leads to the overexploitation and the contamination of groundwater.

The geological map (Fig. 1) shows that the area belongs to the recent Quaternary period, which constitutes almost most of the geology of the study area and opens the possibility of groundwater pollution.

The Quaternary aquifer of Biskra region has a water reservoir resting on a thick clay formation with lenticular formations. This aquifer is fed by rainfall, wadi infiltration, and return flow of irrigation water. The water of this aquifer is salty or very salty; they

are classified among the alkaline chloride and sulfate calcium-magnesium chemical facies (Boudibi, 2021).

Research methodology

In this study, the use of geographical information system (GIS) and WetSpass model is seen as an effective tool for any vulnerability mapping, where Merchant (1994) conducted the first study to implement vulnerability models using GIS. Since then, GIS methods have been successfully used to assess groundwater exposure to all factors, thanks to their ability to retrieve, store, organize, analyze, and display spatially referenced data (Hrkal, 2001; Thirumalaivasan et al., 2003). The flowchart presented in Fig. 2 shows the followed methodology to produce a groundwater vulnerability map for the Quaternary aquifer in our study area.

The SI map

In Portugal, Ribeiro has developed the susceptibility index (SI) as a model of vulnerability mapping (Hamza et al., 2007; Ribeiro, 2000). This is a specific vertical vulnerability model applied in the assessment of vulnerability to agricultural pollution disseminated mainly by nitrates, at medium and large scale. This model considers five parameters: *D* (depth of the water table), *R* (net recharge), *A* (aquifer media), *T* (topography), and LULC (land use/land cover) (Table 1). LULC assessment ranges from 0 to 100 (Hamza et al., 2007; Ribeiro, 2000). The weighting parameter varies between 0 and 100% depending on the importance of the parameters in vulnerability (L. Ribeiro, 2000). The SI is calculated using the following equation:

$$SI = R_w \times R_r + D_w \times D_r + A_w \times A_r + S_w \times S_r + Lu_w \times Lu_r \tag{1}$$

where *D*, *R*, *A*, *S*, and *LU* are the five parameters of the SI model and *w* and *r* are the weights and the ratings of each parameter, respectively.

Data sampling and analysis

In general, intensive use of pesticides and fertilizers leads to the penetration of high quantities of nitrogen to the subsoil, which increases the contamination of groundwater by [NO₃⁻] (Jianmin et al., 2015; Noori

et al., 2019). From this point of view, nitrate can be considered as the typical pollutant in the study area. During the period from February to June, crops are growing, and the use of fertilizers is frequent, which inevitably lead to nitrate pollution of the groundwater. To verify this, 62 groundwater samples (well distributed and uniformly cover the entire study area) were collected during the hydrological year of 2018.

Groundwater level measurements were carried out at 75 observation sites during five hydrological years (2012–2017). The groundwater depth map is created using the mean value of the 5 years. The topographic map is based on digital elevation model (DEM) data with 30 m of resolution. The groundwater’s chemical composition is highly affected by the aquifer media. The transport of pollutants underground is strongly influenced by the groundwater environment. High permeability allows a large amount of water to pass through, and consequently, more pollutants reach the groundwater reservoirs. The geological map is used to prepare the aquifer environment map (Table 2).

Net recharge (R) (mm/y)

One of the essential stages for vulnerability mapping is a reliable estimation of aquifer recharge. The WetSpass is one of the models that gives reliable results for the calculation of spatially dispersed recharge in the medium and long term as a spatial vector, based on soil texture, land use, slope, and weather conditions (temperature, wind, and precipitation), considering the effect on groundwater systems through spatial variation of the land surface (Batelaan & De Smedt, 2007). The WetSpass measured the groundwater recharge during the period of 2012–2017 as a residual expression of water equilibrium as follows:

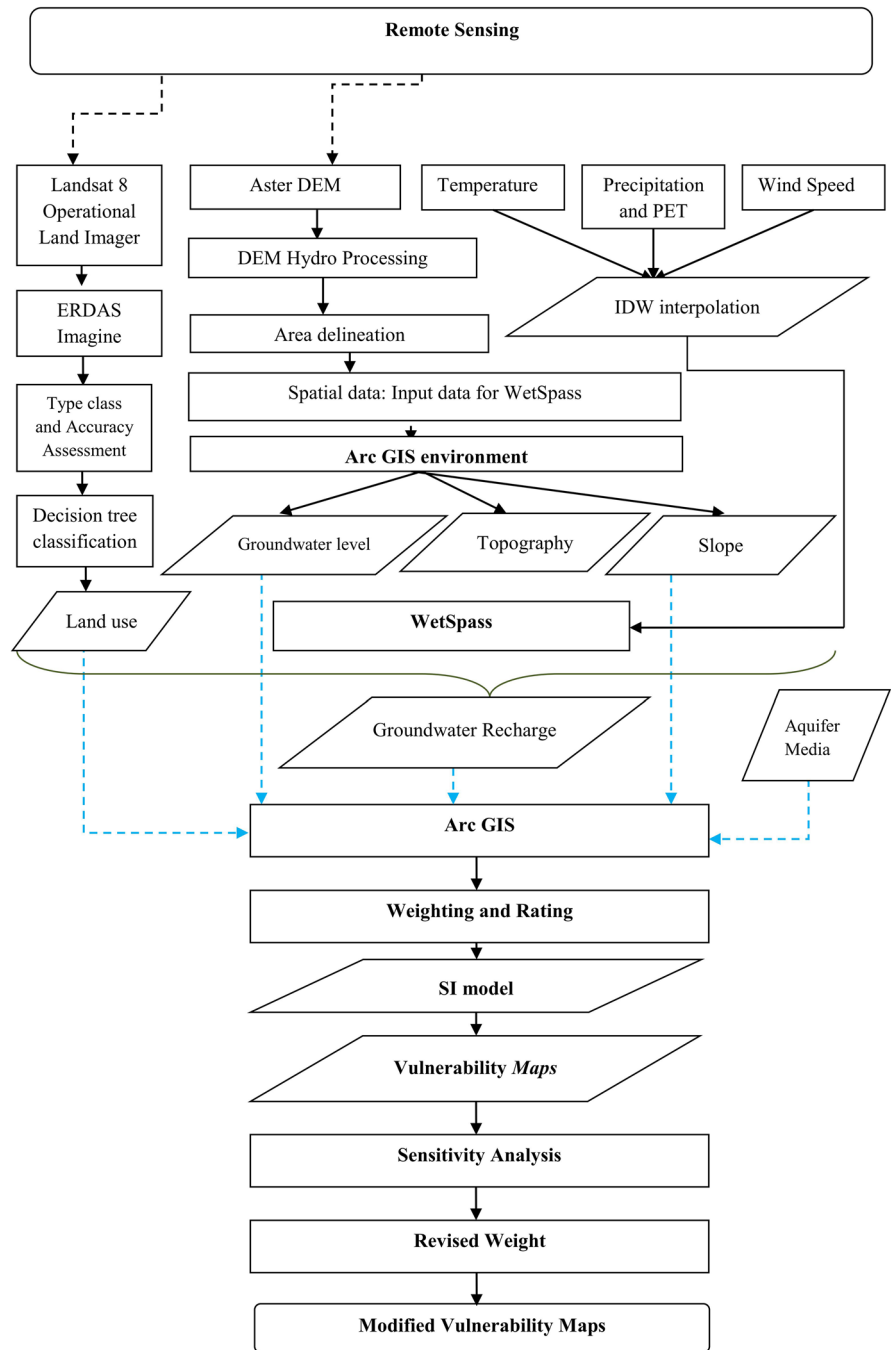
$$R = P - (I + S + ET) \tag{2}$$

where *P* is the precipitation (mm), *S* is the runoff (mm), *ET* is the actual evapotranspiration (mm), *I* is interception, and *R* is the groundwater recharge in mm.

Lund use/land cover (LULC)

In this study, LULC is an essential input for the WetSpass and SI models. It represents a crucial information for managing natural resources and guiding

Fig. 2 Flowchart of the used methodology



decision-making processes. LULC map is created using Landsat 8 satellite images obtained from the United States Geological Survey (USGS) website, and they are classified based on the decision tree classification technique (DTC). The obtained maps show five main thematic categories: water, soil, and open buildings, cultivated land, forests and farms, and lake.

DTC is used in our study because of its reliability and simplicity. It is a supervised machine learning algorithm, which is widely used to solve the problem of LULC map classification.

The attributes approved in this mapping are the normalized difference vegetation index (NDVI) (Eq. 3), normalized difference water index (NDWI) (Eq. 4), the

Table 1 Classes and ratings of the SI model

	GD (m)		Recharge (mm/y)		Slope %		Aquifer environment		Lund use/land cover	
	Class	R	C	R	C	R	C	R	C	R
	< 1.5	100	0–51	10	0–2	100	Quat/allu	100	Bare land	75
	1.5–4.6	90	51–102	30	2–6	90	Ceno	70	agricultural	90
	4.6–9.1	70	/	/	6–12	50	Cret	60	Mixed forest	0
GD groundwater depth, R rating, C class, Quat Quaternary, Allu alluvioniar, Ceno Cenonian, Cret Cretaceous	9.1–15.2	50	/	/	12–18	30	/	/	lake	0
	15.2–22.9	30	/	/	> 18	10	/	/	built-up	75
	22.9–30.5	20	/	/	/	/	/	/	/	

brightness index (BI) (Eq. 5), and cropland index (CI) (Eq. 6). In the classification process, water and land surface are first separated using a NDWI. The land surface is classified into vegetated and non-vegetated areas using the NDVI, and then the non-vegetated areas are classified into built-up and bare land. The bare land is classified into rocky and bare land, using the brightness index (BI), and finally the vegetated areas are classified into mixed forest. CI is adopted to separate cropland from other vegetated lands of forestland and grassland using slope information and other spectral and spatial characteristics.

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED} \tag{3}$$

where NIR and RED are the near-infrared and red bands of the satellite image, respectively.

$$NDWI = \frac{NIR - SWIR}{NIR + SWIR} \tag{4}$$

where the NIR is the near-infrared band and the SWIR is the short-wave infrared.

$$IB = \sqrt{R^2 + PIR^2} \tag{5}$$

$$CI = NDVI(NIR - RED) \div 100 \tag{6}$$

Validation of the model

Nitrate (NO₃⁻) is one of the main pollutants resulting from human activities and is generally not present in natural groundwater. Considering that this pollutant is very dangerous to human life and comes mainly from nitrogen fertilizers, which are commonly used in agricultural zones to improve agricultural production. The correlation between NO₃⁻ and SI has been used as an indicator of groundwater sensitivity and to provide justification for the accuracy of the methods applied (Kazakis & Voudouris, 2015), and for this purpose, 62 samples were analyzed during the 2017–2018 dry season. In order to check the reliability of the obtained results, we performed some reliable statistical analyses such as Pearson’s correlation coefficient, ANOVA F statistics, and sensitivity analysis.

Sensitivity analysis

A single parameter sensitivity analysis (SPSA) was used to evaluate the impact of each parameter on the final proposed sensitivity index (SI) for nitrate (Napolitano & Fabbri, 1996). Sensitivity analysis has been widely used in the groundwater sensitivity analysis because it helps in evaluating the importance of subjectivity elements and provides useful

Table 2 Different data used to generate the hydrogeological parameter for SI model and their sources

Data	Source	Output data
Well data (water level)	Groundwater level measurements	groundwater depth map (D)
Recharge data	WetSpacc model	Recharge map (R)
DEM (digital elevation model)	SRTM	Slope nap (S)
The geological map	Digital, 1:25.000	Aquifer environment map (A)
Satellite imagery	Landsat 8 Operational Land Imager	Lund use/land cover (LULC)

data on the impact of classification and weighting values assigned to each parameter (Gogu et al., 2003; Huan et al., 2012; Yang et al., 2017). The following equation is applied to calculate the actual weights:

$$W_{mod} = \left(\frac{P_R \times P_W}{SI} \right) \times 100 \quad (7)$$

where W_{mod} is the effective weight for each parameter; P_r and P_w are the rating and weights assigned for each parameter, respectively; and SI represents the total undisturbed vulnerability calculated index.

Pearson's correlation

A Pearson correlation analysis is performed to test the level of correlation between the SI and $[NO_3^-]$. The sample distribution map is superposed on the SI map, and the correlated value for each point is extracted using ArcGIS 10.2. Then, the Pearson correlation coefficient (R) can be obtained as follows:

$$R = \frac{cov(x, y)}{\sigma_x \sigma_y} \quad (8)$$

where R is the correlation coefficient, σ is the standard deviation, and cov is the covariance.

ANOVA F-test

The F -test is the main ANOVA statistic for comparing the averages of samples at different levels. The highest the F -test of the ANOVA analysis, the less overlap there is between the levels of NO_3^- in the different sensitivity classes (Huan et al., 2012). The F -statistic of the ANOVA can be obtained by the following formula:

$$F = \frac{MST}{MSE} = \frac{SST/K - 1}{SSE/N - K} \quad (9)$$

where MST is the square of the mean, MSE is the square of the mean for the error, SST is the sum of squares for the treatment, SSE is the sum of squares for the error, $K-1$ is the degree of freedom for the treatment, and $N-K$ is the degree of freedom for the error.

Input parameters

Aquifer recharge

WetSpas model is used to predict the amount of the annual spatial distribution of the Biskra's Quaternary aquifer. The average annual groundwater recharge of the Biskra's Quaternary aquifer modeled using WetSpas ranges from 0 to 69 mm (Fig. 3). The recharge rates of simulated results show low values at some locations in the western part of the study area. This could be due to the high temperatures ranging from 30.4 to 32.2 °C, which can cause high evapotranspiration and lower recharge rates.

In the northwestern part of the study area, the regeneration of the groundwater is the most potential, which is marked by flat slopes and silty-sandy soils. In the southeastern part, the groundwater recharge capacity is limited and characterized by clay and silty-clay soils and mountain slopes.

Recharge is highly dependent on the rate of urbanization; i.e., the more urbanization, the lower the recharge, and for vegetated and bare areas, recharge is relatively high. This highlights the importance of vegetation and/or the effect of human activity on recharge rates and dependent habitats in the study area. The variations in recharge observed in the vegetation cover and bare soil map indicate that these areas have received considerable recharge, which tells us that land uses have the greatest impact on the recharge mechanism in the study area. The generated map is classified into two categories, and classifications are assigned to them according to their contamination risk (Table 1).

Land use/land cover

The study zone is divided into six LULC classes using DTC (Fig. 4). Higher ratings are given to agricultural land (90), built-up areas (75), and bare land (75), as the risk of groundwater pollution increases with the presence of these types of land in each zone (Table 1). The attributes approved in this assessment are NDVI, NDWI, BI, and CI.

The distribution of the areas is as follows: vacant land is dominant with 46.58% of the total area, cultivated land with 29.47%, forestland (date palms) with 11.88%, water bodies and valleys with 3.11%, and

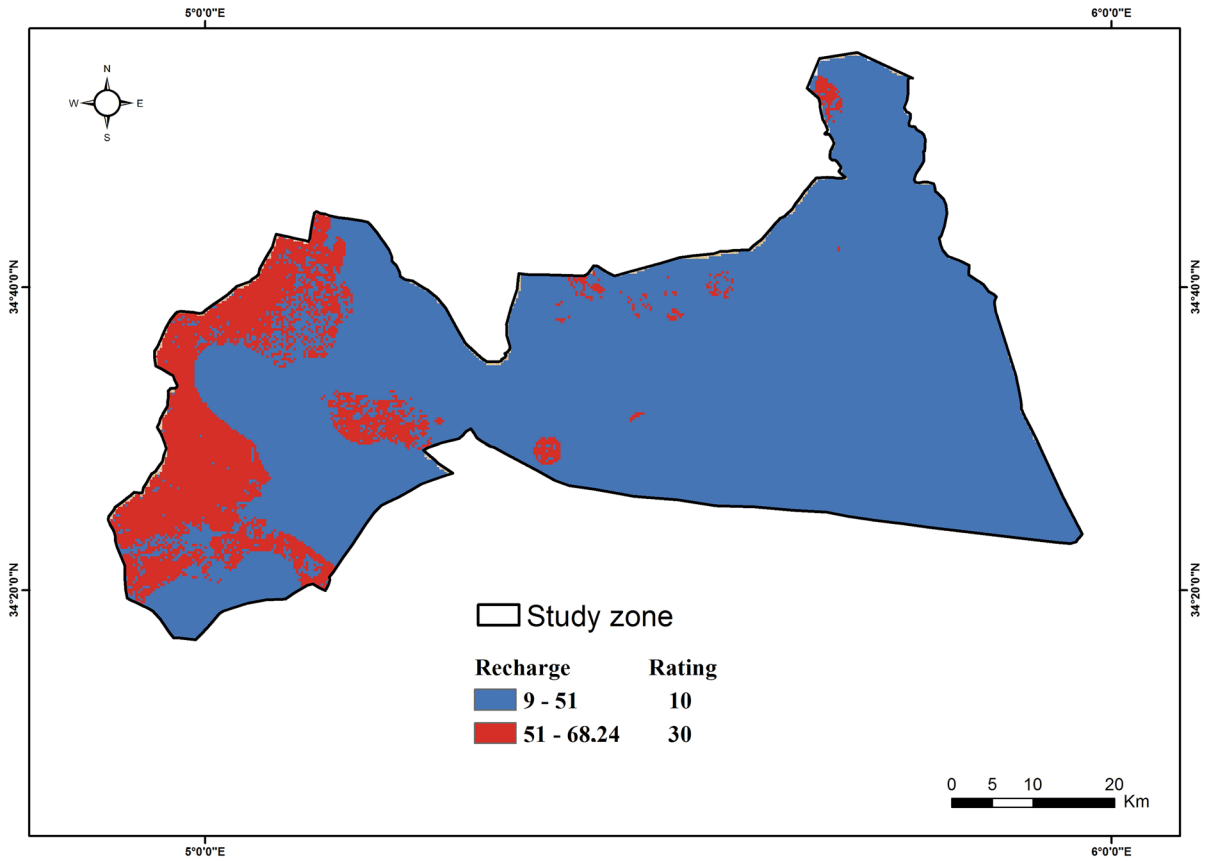


Fig. 3 Recharge map of the Quaternary aquifer in the study zone

urban areas with 8.94%, with an overall accuracy of 89.52%.

Depth of water

The groundwater depth map is prepared using the average data of the groundwater level measured in 75 observation wells during a period of 5 years (2012–2017). An inverse distance weighting technique (IDW) is used to interpolate the data points (wells) and generate the matrix layer. The generated map is divided into four classes, and scores are assigned to them according to their contamination risk (Table 1). A higher rating is given to the shallow groundwater and vice versa. The map of the groundwater depth (Fig. 5) indicates that groundwater levels in most of the study area are ranging from 15.2 to 22 m (86.26% of the total area).

Aquifer media

The map of aquifer areas is generated based on the geological map (Fig. 6). The different lithology’s units are transformed using the data in Table (1). The Quaternary alluvial deposits are given the highest rating of 100. The areas of the marine Cenozoic formation are characterized by highly permeable river sediments and are given a rating of 70. The Cretaceous sedimentary formation, which is composed of materials of medium to high permeability, mainly sandstone, received a rating of 60.

Slope

The topography map (Fig. 7) in the SI model indicates the slope of the terrain surface. It is generated from the DEM and divided into five categories, and the SI ratings are assigned to the corresponding

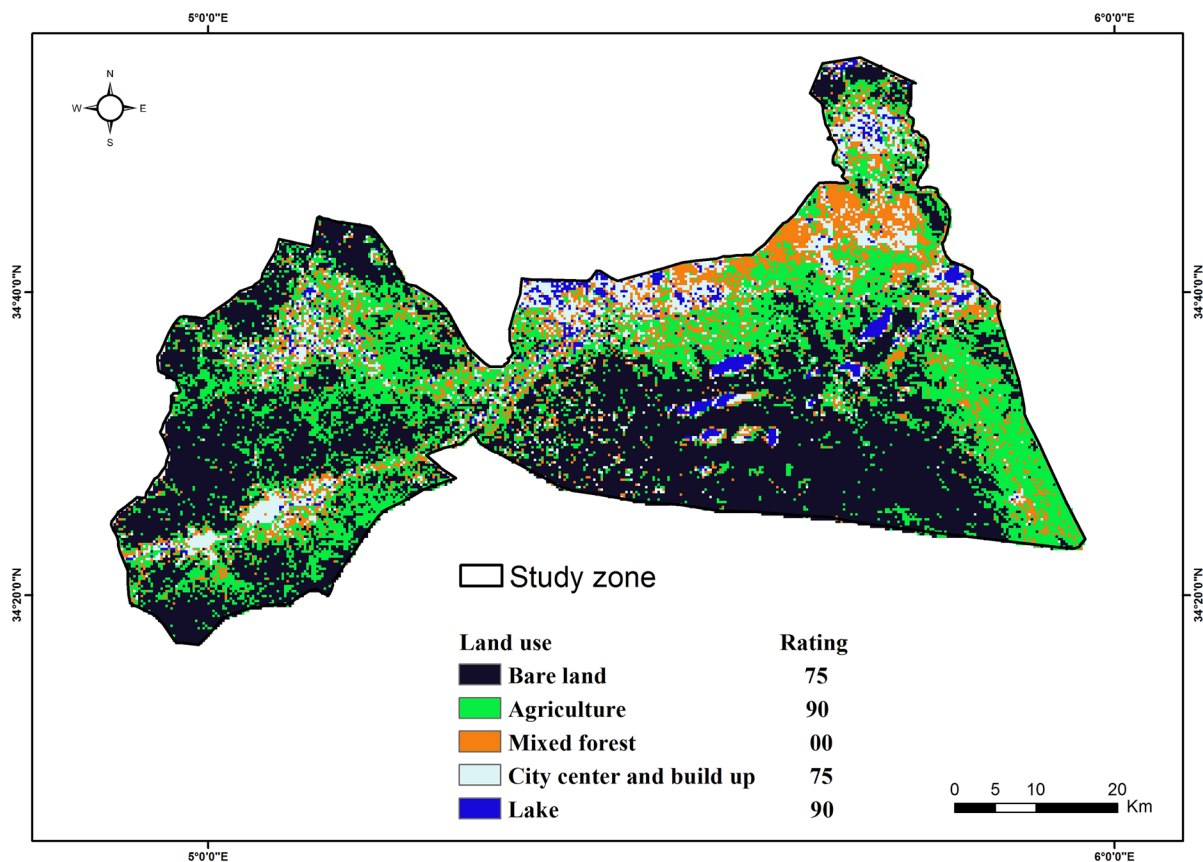


Fig. 4 Land use/land cover map of the study area

ranges (Table 1), where the low slopes have received high ratings which are mainly the areas with slope percentage ranging from 0 to 2% (rating = 100) and 2 to 6% (rating = 90). A few areas have received a rating of 10, where the slope is very high (slopes > 18%). Table 3 shows the results of weighting parameter techniques utilizing SPSA.

Results and discussion

The modified SI map

The vulnerability assessment of the groundwater of the Quaternary aquifer allows the identification of zones at risk of contamination. The results indicate the usefulness of the adopted approach, and the coupling between the different models seems relevant. The results of the application of the SI model show

that a major part of the Quaternary aquifer is at risk of contamination if farmers do not implement good agricultural practices. This is due to intensive use of fertilizers in some parts of the visited locations of study area as well as excessive irrigation, which make necessary the establishment of NO_3^- monitoring network to prevent groundwater contamination (Fig. 8). Four categories reflecting a vulnerability assessment ranging from low to high are considered (Fig. 8). A large part of the Biskra's Quaternary aquifer is classified as very high susceptible to pollution with SI ranging from 84 to 91. This very high sensitivity index may be due to the predominance of irrigation areas, but in bare land, we recorded SI values between 64 and 84 (high susceptibility to contamination). In urban, industrial, and commercial areas, the index decreases to low values with SI ranging between 27 and 45 (low susceptibility to pollution). However, the area of forests is classified

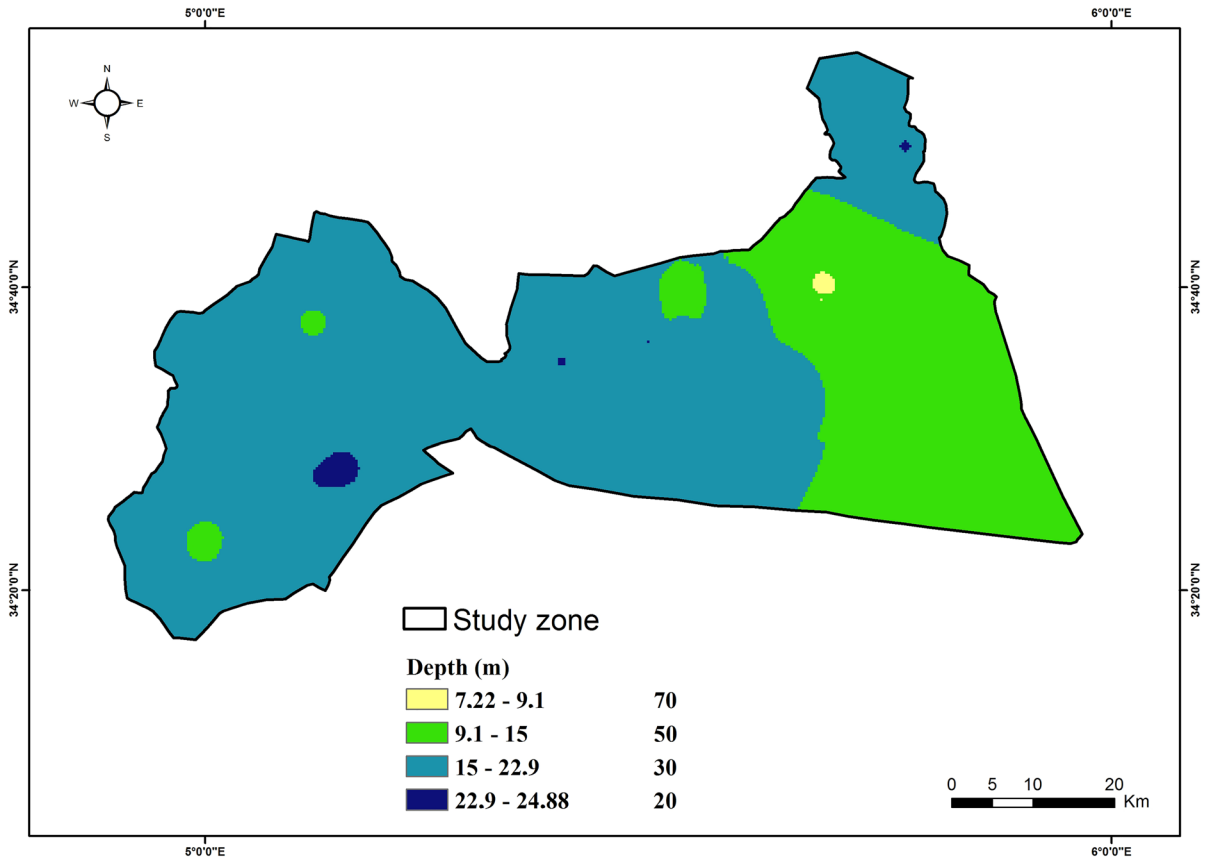


Fig. 5 Water depth map of the Quaternary aquifer

as moderate vulnerable zones (SI between 45 and 64).

Validation of SI map

In order to confirm the results of the obtained SI map, we have applied three statistical methods (SPSA, Pearson correlation, ANOVA *F*-test) and GIS methods (the superposition of the distribution of NO₃⁻ concentrations on the SI map and the LULC map). The SPSA results for the SI (Fig. 8a) indicate that the aquifer environment and LULC are the most efficient parameters in our study with high mean effective weights (26% and 22%, respectively). Water depth and net recharge parameters had a lower effective weight than the one assigned to them. Other parameters, such as recharge, represent effective values lower than the weights assigned to them. Overall, the results highlight the effect of the aquifer

environment and LULC in the vulnerability assessment. It is imperative to validate the modified SI as it is an empirical model created using the additive linear combination of the SI layer and the revised LULC.

Therefore, as NO₃⁻ is the most common indicator of anthropogenic contamination of water resources, its concentration in groundwater is correlated with the SI in the multidimensional space of the study area. The reported NO₃⁻ concentration is mainly due to the return flow of irrigation water, which is contaminated with poor farming practices (overuse of fertilizers and pesticides). A total of 62 groundwater samples are analyzed for NO₃⁻. The results indicate that the NO₃⁻ content varies from 10 to 102 mg/L in the study area. Figure 8b highlights the linear correlation between NO₃⁻ and the SI. The linear correlation coefficient (*R*) indicates a low correlation between the modified values of the SI and the NO₃⁻ concentration values with *R*=0.35 (Fig. 8b).

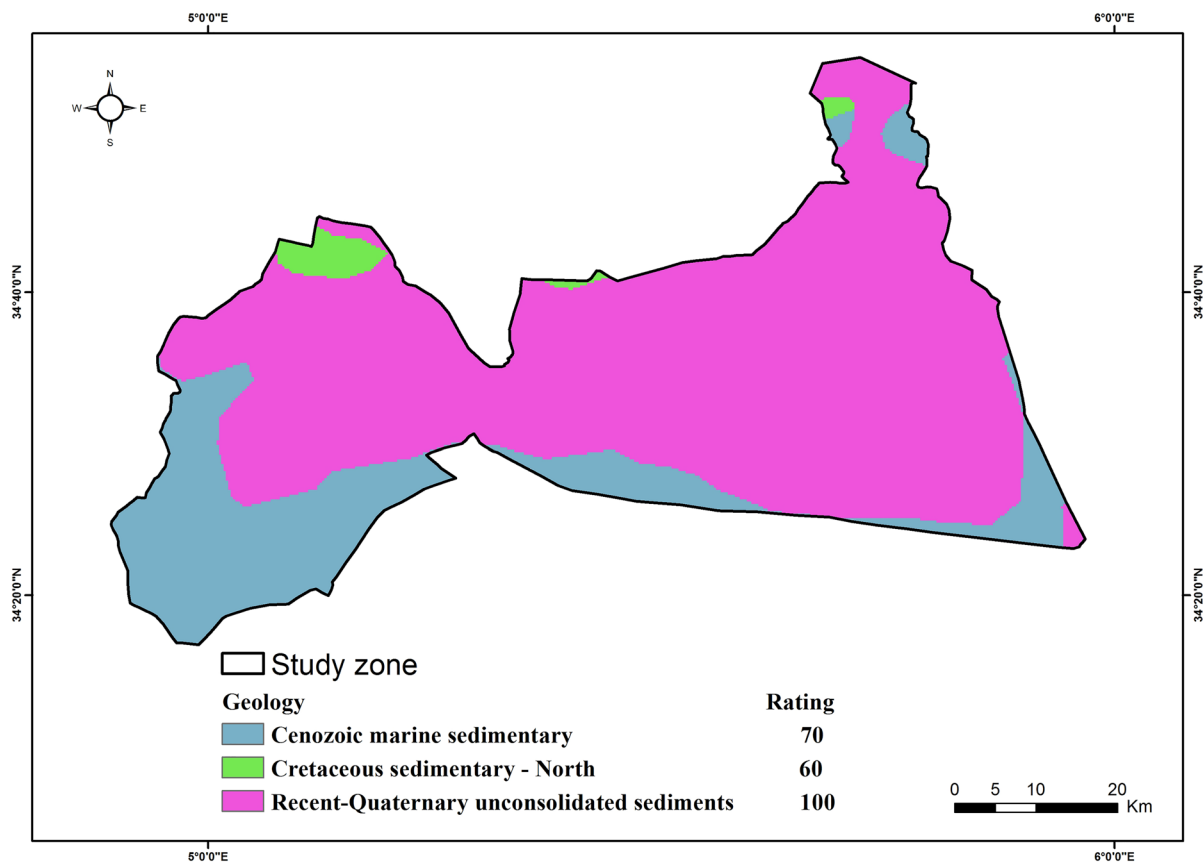


Fig. 6 Geological map of the study area

The ANOVA F -test indicates the clear significant difference between the sensitivity categories for the entire model ($P < 0.01$). Otherwise, the null hypothesis of equality of means is clearly rejected, and there is a significant variation of means between the various categories. High level of $[\text{NO}_3^-]$ would be noticed in areas of high groundwater sensitivity and vice versa. The results show that the sensitivity evaluation is an effective method for the assessment of groundwater vulnerability.

In most situations, correlating sensitivity results with current contamination occurrence is a method to confirm the reliability of groundwater sensitivity mapping (Yang et al., 2017). It is essential to take into consideration that good performance on a single pollutant may have uncertainties. Nevertheless, given the extensive farming activities and overuse of nitrogen fertilizers in the study area, NO_3^- concentration is considered as the key

indicator to confirm the reliability of the sensitivity maps.

From Fig. 9, it is observed that a major part of contaminated wells is located in the high (35 wells) or very high (10 wells) sensitive zones, while 16 wells are located in zones with moderate sensitivity. Neshat et al. (2014) indicated that the average NO_3^- concentration and the SI should increase simultaneously to ensure a better correlation between human activity and the average NO_3^- value. In the following analysis, it is evident that the comparison between average NO_3^- concentrations and SI values in each risk zone (Fig. 9) shows a steady upward trend observed for the average nitrate and the average vulnerability indices from the intermediate category to the very high-risk area category. This could be justified by the fact that most of the study area (41.35% of the total surface) is intended for agriculture, and therefore, the return flow from irrigation contributes significantly to the

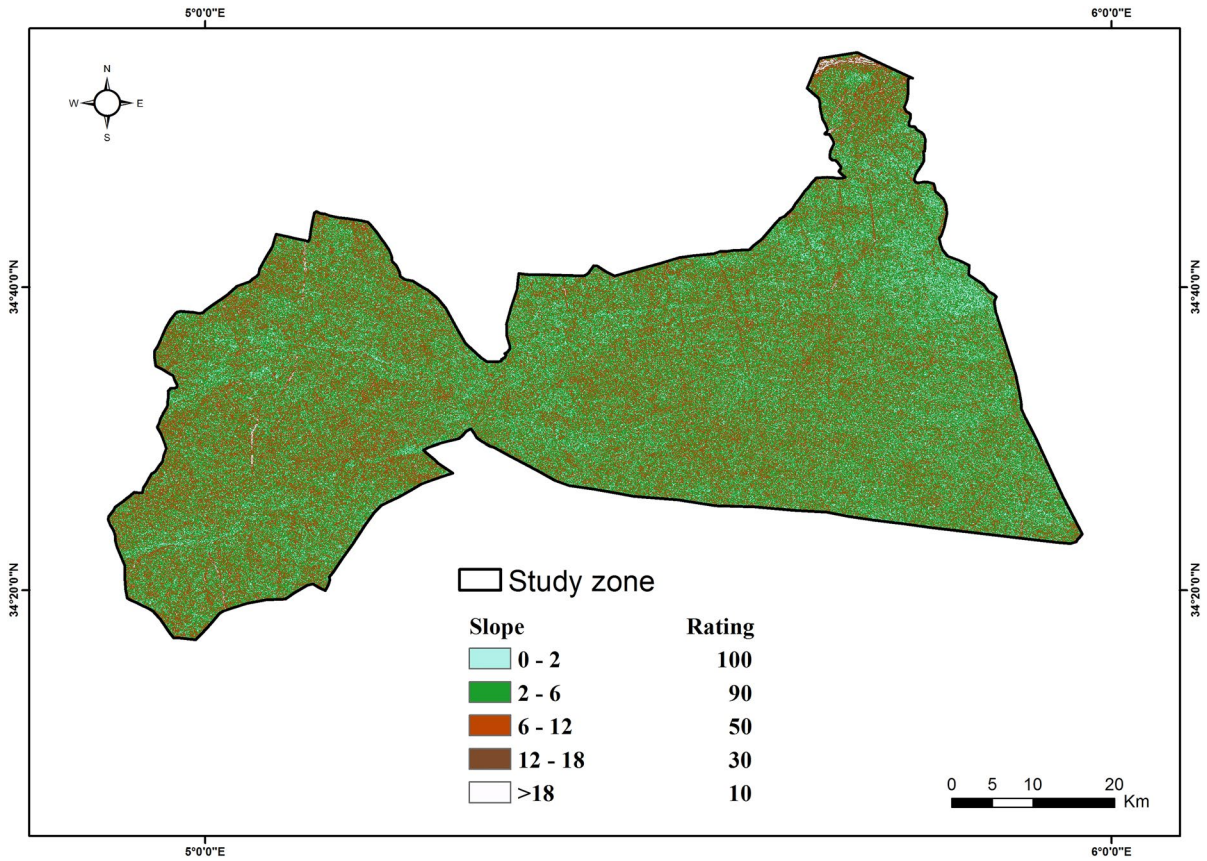


Fig. 7 Topography map of the study area

increase of NO_3^- concentrations reported in groundwater, in addition to urbanization, industrial discharges, and other sources of contamination.

To test the impact of human activity on groundwater contamination, we compared the diffusion of NO_3^- concentrations and SI values with three classes of land use (bare land, forests, and agricultural areas). From Fig. 10, the highest average value

of 58 mg/l and a mean SI value of 76.18 are noticed in 16 contaminated wells located in cultivated areas, followed by 8 contaminated wells located in a forest area (mean value of nitrate and SI values are 48.12 and 77.16 mg/l, respectively) and 38 contaminated wells situated in bare land with mean nitrate and SI values of 27.31 and 69.62 mg/l, respectively.

Table 3 Results weighting parameter techniques using SPSA

Parameters	Theoretical weight	Modified weight			
		Average	Maximum	Minimum	Standard deviation
D	0.186	0.117	0.280	0.058	0.032
R	0.212	0.048	0.190	0.029	0.026
S	0.121	0.167	0.041	0.019	0.049
A	0.259	0.042	0.812	0.241	0.078
LULC	0.222	0.249	0.499	0.000	0.110

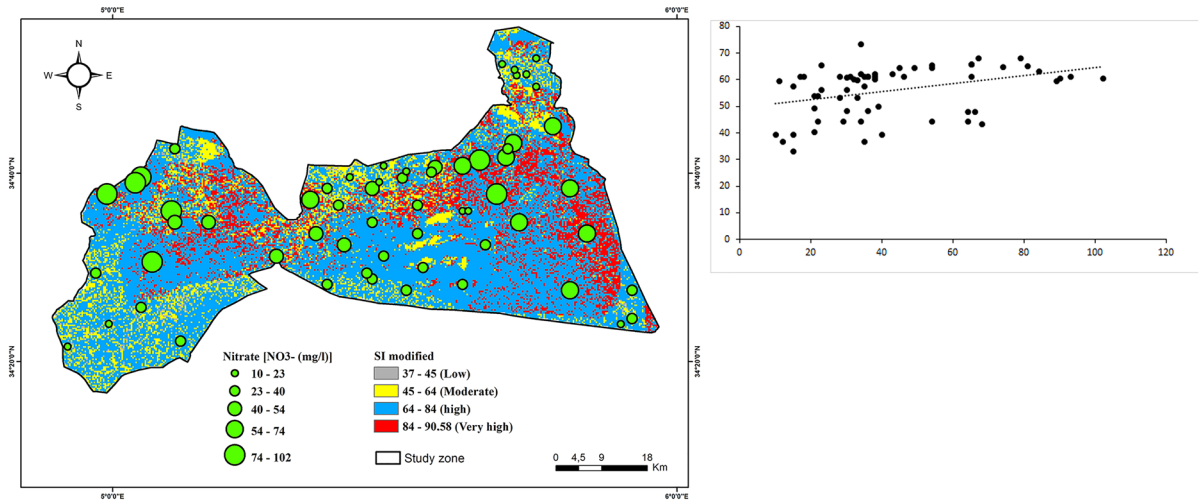


Fig. 8 a Sensitivity index map and b scatterplot of SI versus NO₃⁻ concentrations

The comparison between the results of the GIS methods reveals that chemical fertilizers used in agricultural fields are the main cause of the high concentration of NO₃⁻ in some zones of the study area, in addition to the fact that human encroachment on forests leads to the increase of NO₃⁻ concentrations. In bare land and uncultivated areas, a low concentration of nitrate (27.31 mg/l) is noticed, indicating that

there is no chemical intervention by the farmer in this period, but these zones remain sensitive to pollution, with a mean SI of 69.62. Therefore, a monitoring network for nitrate concentrations needs to be set up to limit groundwater pollution. According to the obtained results, the contamination risk map that has been generated in the current study area is validated with the different applied methods.

Fig. 9 Model validation by comparing average NO₃⁻ concentrations and SI values in the various vulnerability classes

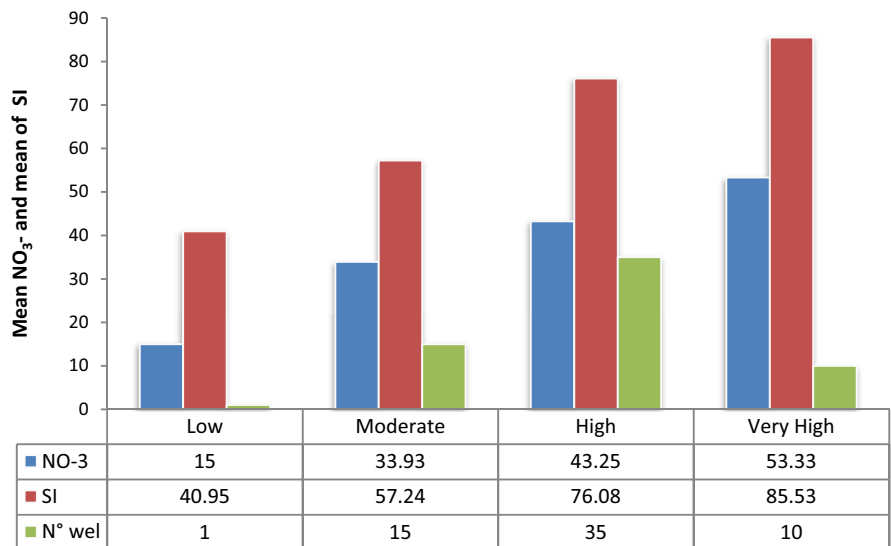
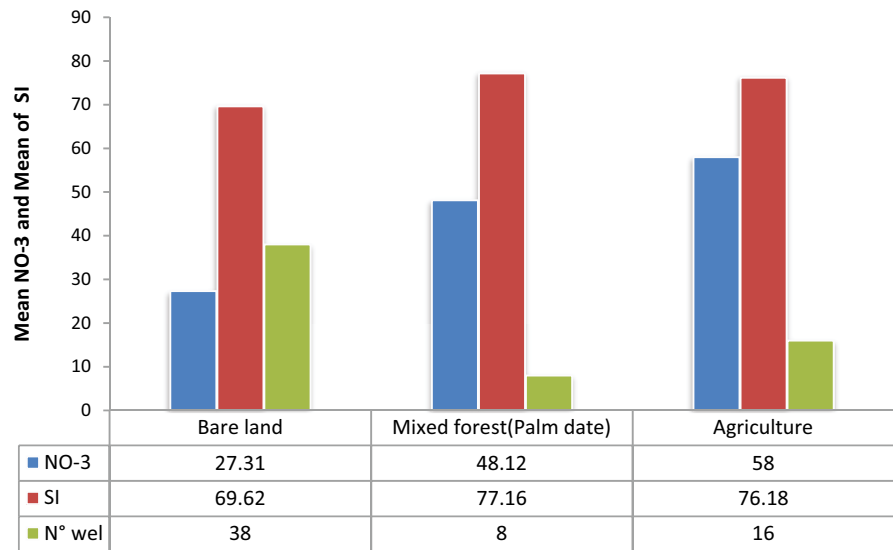


Fig. 10 Validation of the contamination risk maps by comparing the average nitrate concentration and the SI values for some types of land use categories



Conclusion

This study presents an approach based on coupling the WetSpaas model and the sensitivity index (SI) to assess the groundwater vulnerability to large-scale contamination sensitive areas such as arid regions, especially areas that depend on groundwater for irrigation. Remote sensing coupled with the WetSpaas hydrological model provides an efficient analysis method and high capacities for processing a large amount of spatial data and for assessing the spatial distribution of the recharge of the Quaternary Biskra aquifer. The sensitivity index (SI) is a key factor in assessing groundwater vulnerability, which shows an average annual recharge between 0 and 69 mm. The results of the SI application show that a major part of the aquifer is at risk of nitrate contamination if the farmers of the study area do not use good agricultural practices. This is due to the large amounts of fertilizers used in vegetable cultivation, as well as the overexploitation of groundwater for irrigation.

The application of the SI in this study, generally, gives a satisfying assessment of significant exposure to groundwater contamination. In addition, almost 45% of the total surface area is cultivated, and fertilizers are frequently used. Thus, NO₃⁻ concentrations in groundwater are mainly due to leaching of nitrates from the topsoil into groundwater, while measurements of NO₃⁻ were made to validate the SI map. There is a weak relationship (estimated at 36%) between the vulnerability index and nitrate concentration. However, this gives us several indicators on the study area

with the potential risk for contamination if it will not be monitored. The establishment of a network to monitor the evolution of nitrate in the groundwater is essential to reduce the risks of pollution. The study area is exposed to pollution, and high concentrations were recorded, especially in the cultivated zones estimated at 45% of the total surface area, due to the excessive use of fertilizers and irrational irrigation by farmers in the region. In addition, this map could be a useful tool for the authorities and help in decision-making in water resources planning and in the implementation of monitoring programs and networks to control the quality of groundwater in the study area and arid regions.

Author contribution Khomri Zinne-eddine: Writing original draft, conceptualization, and formal analysis; Mohamed Naçer Chabaca: Writing review and editing; Samir Boudibi: Mapping, software modeling, conceptualization, and interpretation of the results; Sarmad Dashti Latif: Writing review and editing.

Data availability Not applicable.

Declarations

Ethics approval Not applicable.

Consent to participate Not applicable.

Consent to publish Not applicable.

Competing interests The authors declare no competing interests.

References

- Allache, F., Bouta, Y., & Demnati, F. (2015). Population development of the tomato moth *Tuta absoluta* (Lepidoptera: Gelechiidae) in greenhouse tomato in Biskra, Algeria. *Journal of Crop Protection*, 4(4), 509–517.
- Asadi, P., Ataie-Ashtiani, B., & Beheshti, A. (2017). Vulnerability assessment of urban groundwater resources to nitrate: The case study of Mashhad, Iran. *Environmental Earth Sciences*, 76(1), 1–15. <https://doi.org/10.1007/s12665-016-6357-z>
- Barbash, J. E., & Resek, E. (1996). *Pesticides in ground water: Distribution, trends, and governing factors*. Ann Arbor Press Inc.
- Batelaan, O., & De Smedt, F. (2007). GIS-based recharge estimation by coupling surface-subsurface water balances. *Journal of Hydrology*, 337(3–4), 337–355. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2007.02.001>
- Bencheikh, A. (2018). *Intensification et mise en valeur pour une agriculture durable dans les régions arides : cas de la wilaya de Biskra*. Ecole Nationale Supérieure Agronomique. Alger. 129p.
- Boudibi, S. (2021). *Modeling the impact of irrigation water quality on soil modeling the impact of irrigation water quality on soil salinization in an Arid Region, Case of Biskra*.
- Boudibi, S., Sakaa, B., & Benguega, Z. (2021). Spatial variability and risk assessment of groundwater pollution in El-Outaya region, Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 176(April 2020), 104135. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104135>
- Boudibi, S., Sakaa, B., & Zapata-Sierra, A. J. (2019). Groundwater quality assessment using Gis, ordinary kriging and Wqi in an arid area. *PONTE International Scientific Research Journal*, 75(12). <https://doi.org/10.21506/j.ponte.2019.12.14>
- Boufekane, A., & Saighi, O. (2018). Application of groundwater vulnerability overlay and index methods to the Jijel plain area (Algeria). *Groundwater*, 56(1), 143–156. <https://doi.org/10.1111/gwat.12582>
- Chenini, I., Zghibi, A., & Kouzana, L. (2015). Hydrogeological investigations and groundwater vulnerability assessment and mapping for groundwater resource protection and management: State of the art and a case study. *Journal of African Earth Sciences*, 109, 11–26. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.05.008>
- Denizman, C. (2018). Land use changes and groundwater quality in Florida. *Applied Water Science*, 8(134), 1–17. <https://doi.org/10.1007/s13201-018-0776-9>
- Dixon, B. (2004). Prediction of ground water vulnerability using an integrated Gis-based neuro-fuzzy techniques. *Journal of Spatial Hydrology*, 4(2), 1–38.
- Dixon, B. (2005). Groundwater vulnerability mapping: A GIS and fuzzy rule based integrated tool. *Applied Geography*, 25(4), 327–347. <https://doi.org/10.1016/j.apgeog.2005.07.002>
- Ehteram, M., Yenn, F., Najah, A., Latif, S. D., Feng, Y., Abozweita, O., et al. (2020). Performance improvement for infiltration rate prediction using hybridized Adaptive neuro-fuzzy inferences system (ANFIS) with optimization algorithms. *Ain Shams Engineering Journal*, 11(4), 12. <https://doi.org/10.1016/j.asej.2020.08.019>
- Gogu, R. C., Hallet, V., & Dassargues, A. (2003). Comparison of aquifer vulnerability assessment techniques. Application to the Néblon river basin (Belgium). *Environmental Geology*, 44(8), 881–892. <https://doi.org/10.1007/s00254-003-0842-x>.
- Hamza, M. H., Added, A., Francés, A., & Rodríguez, R. (2007). Validité de l'application des méthodes de vulnérabilité DRASTIC, SINTACS et SI à l'étude de la pollution par les nitrates dans la nappe phréatique de Metline-Ras Jebel-Raf Raf (Nord-Est tunisien). *Comptes Rendus - Geoscience*, 339(7), 493–505. <https://doi.org/10.1016/j.cre.2007.05.003>
- Hirata, R., & Bertolo, R. (n.d.). Groundwater vulnerability in different climatic zones. In *Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS). Groundwater—Vol. II*.
- Hrkal, Z. (2001). Vulnerability of groundwater to acid deposition, Jizerské Mountains, northern Czech Republic: Construction and reliability of a CIS-based vulnerability map. *Hydrogeology Journal*, 9(4), 348–357. <https://doi.org/10.1007/s100400100141>
- Huan, H., Wang, J., & Teng, Y. (2012). Assessment and validation of groundwater vulnerability to nitrate based on a modified DRASTIC model: A case study in Jilin City of northeast China. *Science of the Total Environment*, 440, 14–23. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2012.08.037>
- Jianmin, B., Yu, W., & Juan, Z. (2015). Arsenic and fluorine in groundwater in western Jilin Province, China: Occurrence and health risk assessment. *Natural Hazards*, 77(3), 1903–1914. <https://doi.org/10.1007/s11069-015-1682-1>
- Kazakis, N., & Voudouris, K. S. (2015). Groundwater vulnerability and pollution risk assessment of porous aquifers to nitrate: Modifying the DRASTIC method using quantitative parameters. *Journal of Hydrology*, 525, 13–25. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.03.035>
- Lai, V., Malek, M. A., Abdullah, S., Latif, S. D., & Ahmed, A. N. (2020). Time-series prediction of sea level change in the east coast of Peninsular Malaysia from the supervised learning approach. *International Journal of Design and Nature and Ecodynamics*. <https://doi.org/10.18280/ijdne.150314>
- Latif, S. D., & Ahmed, A. N. (2021). Application of deep learning method for daily streamflow time-series prediction: A case study of the Kowmung River at Cedar Ford, Australia. *International Journal of Sustainable Development and Planning*, 16(3), 497–501. <https://doi.org/10.18280/ijstdp.160310>.
- Latif, S. D., Ahmed, A. N., Sathiamurthy, E., Huang, Y. F., & El-Shafie, A. (2021a). Evaluation of deep learning algorithm for inflow forecasting: A case study of Durian Tunggal Reservoir, Peninsular Malaysia. *Natural Hazards*, 109, 351–369. <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04839-x>
- Latif, S. D., Ahmed, A. N., Sherif, M., Sefelnasr, A., & El-Shafie, A. (2020a). Reservoir water balance simulation model utilizing machine learning algorithm. *Alexandria Engineering Journal*. <https://doi.org/10.1016/j.aej.2020.10.057>
- Latif, S. D., Azmi, M. S. B. N., Ahmed, A. N., Fai, C. M., & El-Shafie, A. (2020b). Application of artificial neural network for forecasting nitrate concentration as a water

- quality parameter: A case study of Feitsui Reservoir, Taiwan. *International Journal of Design and Nature and Ecodynamics*. <https://doi.org/10.18280/ij dne.150505>
- Latif, S. D., Birima, A. H., Najah, A., Mohammed, D., Al-ansari, N., Ming, C., & El-shafie, A. (2021b). Development of prediction model for phosphate in reservoir water system based machine learning algorithms. *Ain Shams Engineering Journal*. <https://doi.org/10.1016/j.asej.2021.06.009>
- Latif, S. D., Marhain, S., Hossain, S., Ahmed, A. N., Sherif, M., Sefelnasr, A., & El-shafie, A. (2021c). Optimizing the operation release policy using charged system search algorithm: A case study of Klang Gates Dam, Malaysia. *Sustainability (switzerland)*, 13(11), 19. <https://doi.org/10.3390/su13115900>
- Margat, J. (1968). Ground water vulnerability to contamination; Bases de la Cartographie. *BRGM: Orleans, France. (In French)*.
- Marjuanto, A. A., Putranto, T. T., & Sugianto, D. N. (2019). Mapping of groundwater vulnerability index in the alluvial plain of Semarang city using the susceptibility index method. *E3S Web of Conferences*, 125(2019). <https://doi.org/10.1051/e3sconf/201912501010>
- Merchant, J. W. (1994). GIS-based groundwater pollution hazard assessment: A critical review of the DRASTIC model. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 60(9), 1117–1127.
- Najah, A., Teo, F. Y., Chow, M. F., Huang, Y. F., Latif, S. D., Abdullah, S., et al. (2021). Surface water quality status and prediction during movement control operation order under COVID-19 pandemic: Case studies in Malaysia. *International Journal of Environmental Science and Technology*. <https://doi.org/10.1007/s13762-021-03139-y>
- Napolitano, P., & Fabbri, A. G. (1996). Single-parameter sensitivity analysis for aquifer vulnerability assessment using DRASTIC and SINTACS. *IAHS-AISH Publication*, 235, 559–566.
- Neshat, A., Pradhan, B., Pirasteh, S., & Shafri, H. Z. M. (2014). Estimating groundwater vulnerability to pollution using a modified DRASTIC model in the Kerman agricultural area, Iran. *Environmental Earth Sciences*, 71(7), 3119–3131. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2690-7>
- Noori, R., Ghahremanzadeh, H., Kløve, B., Adamowski, J. F., & Baghvand, A. (2019). Modified-DRASTIC, modified-SINTACS and SI methods for groundwater vulnerability assessment in the southern Tehran aquifer. *Journal of Environmental Science and Health - Part A Toxic/hazardous Substances and Environmental Engineering*, 54(1), 89–100. <https://doi.org/10.1080/10934529.2018.1537728>
- NRC. (1993). Ground water vulnerability assessment. In *National Academy Press: Washington, DC, USA*. <https://www.nap.edu/read/2050/chapter/3#17>
- Rezaei, F., Safavi, H. R., & Ahmadi, A. (2013). Groundwater vulnerability assessment using fuzzy logic: A case study in the Zayandehrood aquifers, Iran. *Environmental Management*. <https://doi.org/10.1007/s00267-012-9960-0>
- Ribeiro, L. (2000). *A new index of aquifer susceptibility to agricultural pollution*. Internal report, ERS/HA/CVRM, Instituto Superior Técnico, Lisbon, Portugal, 12 pp.
- Ribeiro, L., Pindo, J. C., & Dominguez-Granda, L. (2017). Assessment of groundwater vulnerability in the Daule aquifer, Ecuador, using the susceptibility index method. *Science of the Total Environment*, 574, 1674–1683. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2016.09.004>
- Safar-Zitoun, M. (2019). *PLAN NATIONAL SECHERESSE ALGERIE*.
- Salami, Y. (2019). *L'Algérie, pays soumis au stress hydrique élevé. Liberté-Algérie*. <https://www.liberte-algerie.com/actualite/lalgerie-pays-soumis-au-stress-hydrique-eleve-321877>
- Sbargoud, S. (2017). *Modélisation des transferts d'eau et d'azote à l'échelle d'un bassin versant : cas du bassin agricole de Sidi Rached*. Ecole Nationale Supérieure Agronomique, Algeria.
- Shirazi, S. M., Imran, H. M., Akib, S., Yusop, Z., & Harun, Z. B. (2013). Groundwater vulnerability assessment in the Melaka State of Malaysia using DRASTIC and GIS techniques. *Environmental Earth Sciences*, 70(5), 2293–2304. <https://doi.org/10.1007/s12665-013-2360-9>
- Stigter, T. Y., Ribeiro, L., & Dill, A. M. M. C. (2006). Evaluation of an intrinsic and a specific vulnerability assessment method in comparison with groundwater salinisation and nitrate contamination levels in two agricultural regions in the south of Portugal. *Hydrogeology Journal*, 14(1–2), 79–99. <https://doi.org/10.1007/s10040-004-0396-3>
- Thirumalaivasan, D., Karmegam, M., & Venugopal, K. (2003). AHP-DRASTIC: Software for specific aquifer vulnerability assessment using DRASTIC model and GIS. *Environmental Modelling and Software*, 18(7), 645–656. [https://doi.org/10.1016/S1364-8152\(03\)00051-3](https://doi.org/10.1016/S1364-8152(03)00051-3)
- Tul, K., Nahin, K., Basak, R., & Alam, R. (2020). Groundwater vulnerability assessment with DRASTIC index method in the salinity-Affected southwest coastal region of Bangladesh: A case study in Bagerhat Sadar, Fakirhat and Rampal. *Earth Systems and Environment*, 4, 183–195. <https://doi.org/10.1007/s41748-019-00144-7>
- Yang, J., Tang, Z., Jiao, T., & Malik Muhammad, A. (2017). Combining AHP and genetic algorithms approaches to modify DRASTIC model to assess groundwater vulnerability: A case study from Jiangnan Plain, China. *Environmental Earth Sciences*, 76(426). <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6759-6>

Publisher's Note Springer Nature remains neutral with regard to jurisdictional claims in published maps and institutional affiliations.