

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

République Algérienne Démocratique et Populaire

وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

-جامعة الجيلالي بونعامة – خميس مليانة

Université Djilali Bounaama – Khemis-Miliana



Faculté : FACULTE DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE ET DES
SCIENCES DE LA TERRE

Département : Sciences de la Terre

Spécialité : Hydrogéologie

Mémoire de fin d'étude pour l'obtention de diplôme de Master

Thème

**Estimation et cartographie de la recharge naturelle des eaux souterraine
cas d'application différentes méthodes dans la plaine alluviale de khemis
Miliana**

Préparé par:

- Benrabah Houria
- Ait Ziane Melha

Devant le jury :

M. SADOUNE. A

Président

M. GHARBI. B

Encadreur

M. BOUDERBALA. AEK

Examineur

M. SADEUK BEN ABBAS. AEK

Examineur

Année universitaire : 2018/2019

REMERCIEMENTS

Je remercie Dieu le tout puissant, pour m'avoir donné la santé, le courage et la volonté d'étudier et pour m'avoir permis de réaliser ce travail.

Je tiens à remercier vivement ma famille, surtout mes parents qui grâce à eux je suis là aujourd'hui

A l'occasion de la rédaction de ce mémoire de fin d'études je tiens particulièrement à remercier Monsieur GHARBI BENYOUCF pour la confiance qu'il nous accordée au cours de ces mois de travail.

Je souhaite également à remercier les enseignants de l'université

J'adresse aussi mes remerciements aux membres du jury qui nous feront l'honneur d'apprécier ce modeste travail.

Monsieur SADOUNE. A qui a bien voulu accepter d'être président de jury, et Monsieur BOUDERBALA.AEK et

Monsieur SADEUK BEN ABBAS.AEK qui ont accepté la lourde tâche d'être examinateurs de notre travail.

Aussi, je me permets d'exprimer tout mon respect et mes remerciements aux

M. Boucefiane AEK

M. Hennia Kadour

M. Kadî Djillali

Et je remercie tous mes amis pour leur aide et leur assistance

Enfin je remercie tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin.

Dédicace

Avec un énorme plaisir, un cœur ouvert et une immense joie, que je dédie mon travail à mes très cher, respectueux et magnifiques parents qui m'ont soutenus tout au long de ma vie mon père Lakhdar et ma mère Malika ainsi à mes frère Mohammed et Mustapha et mes chers sœurs Zohra et Aïcha et Hiba et ma petite prinsece Meriem, à toute mes grande famille Benrabah et Garamida

A mes tantes Fatiha, Arbia, Nacera, Yamina

A toute personnes qui m'ont encouragé ou aidé au long de mes études.

Je ne peux pas oublier de remercier chaleureusement mes Très chères amies, Faiza, Hafida, Oum lkhir, Fati, Melha, Anfel, Houda et pour l'ambiance cordiale et l'aide qu'Il's m'ont apporté à tout moment. Je leurs souhaite, à tous, bonne continuation et beaucoup de réussite.

A mes camarades Mhammed, Ali, Aïssam et mon binôme Melha et sa famille Ait Ziane ainsi qu'à toute la promotion Hydrogéologie de l'année 2019.

Houria

Dédicace

Je dédie ce travail qui n'aura jamais pu voir le jour sans les soutiens indéfectibles et sans limite de mes chers parents qui ne cessent de me donner avec amour le nécessaire pour que je puisse arriver à ce que je suis aujourd'hui. Que dieux vous protège et que la réussite soit toujours à ma portée pour que je puisse vous combler de bonheur.

Je dédie aussi ce travail à :

- * Mon cher grand père (Baba).*
- * Mon frère, mes sœurs et leur famille.*
- * Mes oncles, mes tantes et leur famille.*
- * Tous mes cousins et cousines.*
- * Tous mes amis, mes collègues et tous ceux qui m'estiment.*
- * Ma petite princesse Menoula.*

Melha

Résumé

Les eaux souterraines est une partie importante de l'ensemble des ressources en eau dans la vie. Dans cette étude l'estimation de la recharge des nappes est extrêmement essentielle pour une gestion appropriée du système aquifère alluvial de la plaine de Khemis Miliana. Une approche cartographique articulée sur les SIG et l'analyse géospatiale a été appliquée pour l'estimation de la recharge, avec l'utilisation de différentes méthodes CMB (Chloride Mass Balance) et HSG (Hydrologic Soil Groups) ainsi que le bilan hydrique. La recharge obtenue par la méthode CMB indique que la zone étudiée présente respectivement une recharge élevée à très élevée au Ouest et Nord-Ouest et une faible recharge au Sud de la zone d'étude, dont la recharge nette est comprise entre 1 et 41 mm/an , Par contre dans la méthode HSG, la recharge la plus élevée est indiquée dans les lits du cours d'eau avec une recharge nette qui oscille entre 1 et 36 mm/an, les deux méthodes ont montrées une certaine cohérence , par contre la méthode du bilan hydrique a montrée une recharge moyenne de 51 mm/an , ce qui est considéré comme une recharge surestimée. L'estimation de cette recharge nette des eaux souterraines sera utile pour la planification, le développement et la gestion future des ressources en eaux souterraines.

Mots-clés : Méthode CMB, HSG, Recharge nette, Infiltration, Spatial Analyst Tools, SIG, Khemis Miliana, Bilan Hydrique.

Abstract

Groundwater is an important part of all water resources in life. In this study, the estimation of groundwater recharge is extremely essential for the proper management of the alluvial aquifer system of the Khemis Miliana plain. A cartographic approach based on GIS and geospatial analysis was applied for recharge estimation, using different CMB (Chloride Mass Balance) and HSG (Hydrologic Soil Groups) methods as well as water balance. The recharge obtained by the CMB method indicates that the study area has a high to very high recharge in the West and Northwest and a low recharge in the South of the study area, respectively, with a net recharge between 1 and 41 mm/year, whereas in the HSG method, the highest recharge is indicated in the river beds with a net recharge between 1 and 36 mm/year, the two methods have shown some consistency, compared to the water balance method has shown an average recharge of 51 mm/year, which is considered an overestimated recharge. The estimation of this net groundwater recharge will be useful for the planning, development and future management of groundwater resources.

Keywords: CMB method, HSG, Net recharge, Infiltration, Spatial Analyst Tools, GIS, khemis Miliana, water Balance.

الملخص

المياه الجوفية هي عنصر مهم من جميع موارد المياه في الحياة. وفي هذه الدراسة، يعتبر تقدير تغذية المياه الجوفية ضرورياً للغاية للإدارة السليمة لشبكة طبقات المياه الجوفية في سهل خميس مليانة. وقد طبق نهج رسم الخرائط يستند إلى تحليل نظم المعلومات الجغرافية والجغرافية الفضائية لتقدير مدى التغذية، وذلك باستخدام أساليب مختلفة لقياس تغذية المياه الجوفية والمتمثلة في كتلة الكلوريد (CMB) و مجموعات التربة الهيدرولوجية (HSG) وتوازن المياه. وتشير إعادة الشحن التي حصلت عليها طريقة CMB إلى أن منطقة الدراسة لديها تغذية عالية جداً في الغرب والشمال الغربي وكذلك إعادة شحن منخفضة في جنوب منطقة الدراسة، على التوالي، مع إعادة شحن صافية بين 1 و 41 مم / سنة، في حين أنه في طريقة HSG، أعلى معدل إعادة شحن في جوانب الوادي مع صافي إعادة الشحن بين 1 و 36 مم / سنة، وقد أظهرت الطريقتان قدراً من الاتساق، بالمقارنة مع طريقة توازن المياه، معدل إعادة شحن 51 مم / السنة، وهو ما يعتبر إعادة شحن مبالغاً فيها. وسيكون تقدير هذه التغذية الصافية للمياه الجوفية مفيداً لتخطيط موارد المياه الجوفية وتنميتها وإدارتها في المستقبل.

كلمات البحث: طريقة مجموعة التربة الهيدرولوجية (HSG)، توازن كتلة الكلوريد (CMB)، إعادة شحن الشبكة، أدوات محلل مكاني، نظم المعلومات الجغرافية (GIS)، خميس مليانة، توازن الماء، تغذية المياه الجوفية.

Sommaire

Introduction générale.....	1
I. Facteurs et processus qui influent sur la recharge	4
I.1 Variabilité spatiale et temporelle de la recharge	4
I.2 Climat.....	4
I.3 Sols et Géologie.....	5
I.4 Topographie de surface.....	5
I.5 Hydrologie	5
I.6 Végétation et utilisation des terres	6
I.7 Intégration de facteurs multiples.....	6
I.8 Utilisation des données existantes.....	6
I.9 Comparaison intersites.....	7
II. Utilisation des méthodes.....	7
II.1 La méthode hydrologique Soil Groups (HSG).....	7
II.2 La méthode de Chloride Mass Balance (CMB).....	9
II.3 Méthode de bilan hydrique.....	12
III. Description de la zone d'étude	16
III.1 Situation géographique.....	16
III.1.1 Contexte régional.....	16
III.1.2 Contexte local.....	17
III.2 Topographie et relief de la plaine	17
III.3 Contexte hydro-climatologique	17
III.3.1 Analyse des Précipitations.....	17

III.3.2	Température	21
III.3.3	Le réseau hydrographique	23
III.3.4	Les ressources en eaux souterraines	25
III.4	Contexte pédologique	25
III.5	Contexte géologique	27
III.5.1	Cadre général	27
III.5.2	Cadre locale	27
III.6	Contexte hydrogéologique	29
III.6.1	Description de l'aquifère	29
III.6.2	Identification des réservoirs	29
IV. Matériels et Méthodes.....		33
IV.1	Collecte des données	33
IV.2	Détermination de la lame d'eau précipitée	33
IV.2.1	Calcul de la moyenne arithmétique	33
IV.2.2	Méthode de theissen	34
IV.3	Détermination de la recharge naturelle des eaux souterraine pour les trois méthodes	35
IV.3.1	Méthode dite Hydrologic Soil Group	35
IV.3.2	Méthode dite de Chloride Mass Balance.....	36
IV.3.3	Méthode bilan hydrique.....	37
IV.4	Cartographique de la recharge naturelle des eaux souterraine.....	37
V. Résultats et discussions.....		38
V.1	Méthode Hydrologic soil Group	38
V.2	Méthode Chloride Mass Balance	40

V.3	Méthode Bilan hydrique	42
VI.	Conclusion Générale.....	46
VII.	Références Bibliographiques.....	48

Liste des tableaux

Tableau 1 : Caractéristiques des stations pluviométriques	18
Tableau 2: Les années plus sèches et plus pluvieuses des stations (1980-2017)	21
Tableau 3: Réseau hydrographique.....	24
Tableau 4 : Précipitations moyennes annuelles de chaque station	33
Tableau 5 : Les paramètres de polygone de Thiessen de chaque station	35
Tableau 6 : description des groupe	36
Tableau 7: Résultats du bilan hydrique selon la méthode de Thornthwaite (Station de khemis Miliana)	43
Tableau 8: Résultats du bilan hydrique selon la méthode de Thornthwaite (station de Harraza)	44

Liste des figures

Figure 1 : Carte de la situation géographique de la zone d'étude.....	17
Figure 2 : Carte représente la répartition des stations pluviométriques.....	18
Figure 3: Variation temporelle de précipitation moyenne mensuelle (2000-2017).....	19
Figure 4: Evolution des Précipitations Moyennes Annuelles durant la période (1980-2017).....	20
Figure 5: Variation temporelle de température moyenne mensuelle (khemis et Harraza ANRH).....	22
Figure 6 : Diagramme ombrothermique de la station de Khemis Miliana (2002-2017).....	23
Figure 7 : Réseau hydrographique de la Plaine de Khemis MilianaSource	24
Figure 8: Carte des ressources en eaux souterraine du Haut Cheliff	25
Figure 9 : Carte pédologique du Haut Cheliff(Boulaine 1957)	26
Figure 10: Carte géologique de la plaine du Haut Cheliff.....	28
Figure 11 : Log litho-stratigraphique et hydrogéologique de la plaine alluviale de Khemis Miliana	31
Figure 12: Extrait de la Carte Hydrogéologique d'Alger (SOFRECO, 1997) ..	32
Figure 13: Coupe géologique A-A 'de la plaine du Haut Cheliff.....	32
Figure 14: Carte de la répartition spatiale des précipitation moyenne annuelle	34
Figure 15 : Carte de la répartition spatiale de la recharge des eaux souterraines de la plaine de khemis Miliana par la méthode HSG.....	39
Figure 16 : Carte répartition de la recharge des eaux souterraines de la plaine de khemis Miliana par la méthode CMB	41
Figure 17 : Carte pédologique vectorisée de la plaine alluviale de Khemis Miliana.....	51
Figure 18: Carte de la répartition spatiale des types du sol de la plaine alluviale de Khemis Miliana	52

Notation et abréviation

SIG : Système d'information Géographique.

HSG : Hydrologic Soil Groups.

CMB : Chloride Mass Balance.

ANRH: Agence Nationale des Ressources Hydrauliques.

IDW: Inverse Distance Weighting.

R: Recharge nette.

Cl_p : Concentration du chlorure dans les précipitations.

Cl_{gw} : Concentration du chlorure dans les eaux souterraines.

ETR : Evapotranspiration réelle.

ETP : Evapotranspiration potentielle.

R : Ruissellement.

PI : Percolation.

CN : Nombres de la courbe de percolation.

S : Paramètre de rétention du sol.

WS :

Introduction générale

Les eaux souterraines sont toutes les eaux se trouvent sous la surface du sol, dans la zone de saturation et en contact direct avec les sols ou le sous-sol. Elles représentent une partie importante de l'ensemble des ressources en eau dans nombreuses régions (Mutoti 2015). elles jouent un rôle dans le développement socio-économique de nombreux pays et les eaux souterraines sont considérées comme l'une des ressources naturelles les plus rares dans de nombreuses zones semi-arides et les zones arides (De Vries and Simmers 2002) , car ces zones reçoivent moins de précipitations (Healy 2010). Bien que l'estimation des eaux souterraines soit importante pour l'évaluation de l'équilibre des eaux souterraines, l'acquisition de mesures sur le terrain pour pratiquer cette estimation (Scanlon, Healy et al. 2002) .Une estimation précise de la recharge naturelle des eaux souterraines aide à planifier les activités humaines, domestiques et agricoles importantes, car elles dépendent de l'évaluation à court et à long terme du volume de stockage utilisé (Milville and Thiery 1990). Déterminer la recharge est la partie la plus importante du système hydrogéologique (Mutoti 2015) .

L'utilisation de l'eau souterraine est d'une importance fondamentale pour répondre aux exigences de l'expansion rapide des secteurs urbains, industriels et agricoles(De Vries and Simmers 2002), L'évaluation de la recharge permet dans un premier temps, à l'échelle d'un aquifère, d'estimer le renouvellement de la ressource en eau (Scanlon, Healy et al. 2002). Il s'agit habituellement d'études menées sur une grande échelle spatio-temporelle. Cette estimation du stockage d'eau souterraine disponible contribue à développer des stratégies d'exploitation durable de celle-ci, à court et à long terme(Huet 2015).

La recharge des eaux souterraine est soumise à des variations très importantes à l'échelle d'une région . En un site donné, la recharge varie également considérablement d'une année à l'autre sous l'influence de fluctuations climatiques interannuelles (Milville and Thiery 1990),la topographie, le sol, la végétation et la géologie. La recharge varie aussi spatialement selon l'épaisseur de la zone vadose (Scanlon, Healy et al. 2002).

Globalement la recharge est favorisée lorsque la végétation est pauvre (faible ETR), les précipitations sont importantes et bien distribuées sur l'année hydrologique, le sol est perméable (à grains grossiers ou à socle rocheux fracturé ou faillé proche de la surface), et lorsque la pente du terrain est faible (limite le ruissellement) (Huet 2015), En région humide, la recharge est principalement limitée par la capacité de l'aquifère à stocker ou à transporter l'eau,

Introduction générale

alors qu'en région plus aride la recharge dépend surtout des événements pluviométriques de haute intensité. (Scanlon, Healy et al. 2002), (De Vries and Simmers 2002).

Un bon modèle de recharge devrait comporter cinq ingrédients essentiels :

Bilan hydrique « rendre compte explicitement de l'eau qui ne se recharge pas », Processus de recharge « un modèle conceptuel approprié », Erreur d'estimation « elle ne sera pas sensible aux paramètres difficiles à estimer avec précision », Facilité d'utilisation « données et compétences », Extrapolation « entrées de données de surveillance spatio-temporelles » (Wang, O Dochartaigh et al. 2010).

Une quantification précise des taux de recharge est impérative pour la gestion et la protection adéquates des eaux souterraines (Healy 2010). Une multitude de méthodes ont été utilisées pour estimer la recharge. Ces méthodes produisent des estimations à différentes échelles de temps et d'espace et englobent une grande variété de complexité et de dépenses. (Scanlon, Healy et al. 2002). Malheureusement, étant donné l'état actuel de la science, il est extrêmement difficile d'évaluer l'exactitude de toute méthode. Pour cette raison, il est très avantageux d'appliquer plusieurs méthodes d'estimation et espère une certaine cohérence dans les résultats (Healy and Cook 2002), L'objectif fondamental fixé de cette étude était d'estimer la recharge naturelle sur la « plaine alluviale de khemis miliana » à l'aide de trois méthodes. Dans cette recherche, une simple tentative de formuler des outils qui jouent le rôle d'identifier la recharge naturelle et leurs cartographies, en utilisant des différents paramètres (les précipitations , les eaux souterraines , sol , concentration des chlorures dans les précipitations et les eaux souterraines... à été menées dans la plaine.

Le but des études de la recharge est important parce qu'il peut imposer les échelles de temps et d'espace des estimations de recharge , ces études concernent habituellement l'évaluation des ressources en eaux, qui requiert des informations sur la recharge à des échelles spatiales étendues et sur des durées comptées en dizaines d'années, et l'évaluation de la vulnérabilité des aquifères aux contaminations, qui exige des informations détaillées sur la variabilité spatiale et les écoulements préférentiels (Scanlon, Healy et al. 2002).

À cette fin, une tentative cartographique sera consacrée dans cette étude, afin de déterminer l'estimation de la recharge naturelle des eaux souterraines et de trouver la répartition spatiale des paramètres et d'identifier les endroits de meilleure estimation dans la zone d'étude.

L'intérêt de l'étude basé sur le Comprendre de la recharge des eaux souterraines qui est nécessaire pour une gestion efficace des ressources en eaux et la modélisation du transport

Introduction générale

des fluides et des contaminants dans le sous-sol(Healy 2010),et trouver une séction de la méthode la mieux fiable et plus adaptée à la zone d'étude.

La mémoire s'articulera sur: (1) estimation de la recharge en utilisant trois méthodes et une analyse intégrée pour déterminer les concentrations des chlorures dans les précipitations et les eaux souterraines, (2) l'utilisation des systèmes d'informations géographiques, (3) la formulation et le calcul de la recharge naturelle ; (4) une mise en place d'une cartographie thématique. Les résultats des calculs de chaque méthode seront interprétés afin d'avoir un aperçu par la recharge naturelle des eaux souterraines de la région.

De façon générale, la recharge correspond à la quantité d'eau qui arrive à la nappe et qui forme un ajout au réservoir d'eau souterraine (De Vries and Simmers 2002, Scanlon, Healy et al. 2002). On distingue la recharge directe, qui provient des précipitations et de l'irrigations et qui se produit sur de grandes étendues spatiales, de la recharge indirecte plus locale qui se fait à partir de la surface topographique par des rivières ou des lacs ou encore à partir du ruissellement de surface (infiltration des eaux de ruissellement venant du bassin plus en amont(Huet 2015). Pratiquement toutes ces sources, est d'origine météorique(Balek 1988).

Cependant, le calcul de la recharge des eaux souterraines peut être estimé sur un large ensemble de méthodes afin de donner l'estimation la plus proche de la recharge (Qablawi 2016).

I. Facteurs et processus qui influent sur la recharge

Parmi les facteurs connus qui influent sur la recharge naturelle des nappes :climat, géologie, topographie, hydrologie, végétation et utilisation des terres.... (Healy 2010).

I.1 Variabilité spatiale et temporelle de la recharge

La variabilité temporelle de la recharge varie également dans le temps, saisonnier les tendances pluriannuelles, climat affectent de la recharge En raison de sa proximité liée avec le climat. Les changements dans l'utilisation des terres ou dans le type de végétation est également entraîner d'importants changements dans la densité des taux de recharge au fil du temps. L'importance de la variabilité spatiale et temporelle de recharge doit être prise en compte dans un délai du contexte des objectifs d'études(Healy 2010).

La variabilité spatiale est importante, cependant pour l'évaluation de la vulnérabilité de l'aquifère à la contamination par conséquent, les méthodes qui fournissent des estimations ponctuelles de recharge peut être appropriée. La recharge de varier au fil du temps mais maintenez le constant pendant des périodes de plusieurs mois ou ans. La variabilité spatiale ne peut pas être critique pour les ressources en eaux souterraines l'évaluation si un taux moyen de recharge pour l'ensemble d'un aquifère(Healy 2010).

I.2 Climat

La variabilité climatique est souvent le facteur le plus important qui influe sur la variabilité des taux de recharge. Les précipitations, source d'alimentation naturelle, sont la composante dominante du bilan hydrique de la plupart des bassins hydrographiques. La relation entre les tendances spatiales des précipitations et la recharge (Healy 2010).

Aperçu Bibliographique

Les tendances saisonnières, annuelles et à long terme des précipitations, ainsi que la fréquence, la durée et l'intensité des précipitations individuelles influent également sur les processus d'alimentations(Healy 2010).

I.3 Sols et Géologie

Les perméabilités de la surface et du sous-sol peuvent avoir une grande incidence sur les processus de recharge. La recharge est plus susceptible de se produire dans les zones à grain grossier et à haute perméabilité par opposition aux zones à grain fin, sols peu perméables. Sols à grain grossier ont une perméabilité relativement élevée et sont capable de transmettre rapidement l'eau. La présence de ces sols favorise la recharge parce que l'eau peut rapidement s'infiltrer et s'écouler à travers la zone racinaire avant d'être extrait par les racines des plantes(Healy 2010).

Les sédiments à grain plus fin sont les suivants moins perméables, mais sont capables de stocker de plus grandes quantités d'eau. Ainsi, dans les domaines suivants des sédiments à grain plus fin, on pourrait s'attendre à ce que les diminutions de l'infiltration, surface améliorée ruissellement, augmentation de l'extraction d'eau par les plantes de la zone insaturée, et a diminué de la recharge par rapport à une surface à grain plus grossier les sédiments(Healy 2010).

I.4 Topographie de surface

La topographie de la surface terrestre joue un rôle important par la recharge diffuse et de la recharge ciblée. Les pentes abruptes ont tendance à avoir de faibles taux d'infiltration. Et des taux de ruissellement élevés. Terrains plats qui ont un mauvais drainage de surface sont plus propices de la recharge diffuse ; ces conditions favorisent également inondation. Les petites dépressions, souvent subtiles, peuvent ont une influence profonde sur les taux d'infiltration(Healy 2010).

I.5 Hydrologie

Les processus de recharge doit tenir compte des systèmes d'écoulement des eaux de surface et des eaux souterraines et de la façon dont ils sont reliés. La différence entre l'eau souterraine et l'eau de surface et d'élévation des eaux de surface, selon les données de l à la loi de Darcy, détermine si l'eau est se déplaçant vers le sous-sol ou en provenance du sous-sol(Healy 2010).

La profondeur de la nappe phréatique est également importante. Si la zone non saturée est mince, l'eau qui s'infiltré peut se rendre rapidement à la nappe phréatique ; la recharge peut être en grande partie épisodique et se produire en réponse à tout événement de précipitation

importante. Cependant, les nappes phréatiques peu profondes sont également sensibles à l'écoulement des eaux souterraines par la transpiration des plantes. Par conséquent, l'eau qui recharge les systèmes souterrains peu profonds ne peut demeurer dans la zone saturée que pendant une courte période avant d'être extraite par les racines des plantes et rejetée dans l'atmosphère. Les zones à forte instauration sont moins susceptibles d'avoir des épisodes de réalimentations épisodiques, on s'attendrait à ce que la réalimentation soit saisonnière ou saisonnière(Healy 2010).

I.6 Végétation et utilisation des terres

La végétation et l'utilisation des terres peuvent avoir des effets profonds sur les processus de recharge. Les types et les densités de végétations influencent les modèles d'évapotranspirations(Healy 2010).

Un surface terrestre végétaliste a généralement un taux d'évapotranspiration plus élevé (et par conséquent, moins d'eau disponible pour la recharge) qu'une surface terrestre non végétalisme dans des conditions semblables. La profondeur à laquelle les racines des plantes s'étendent, ce qui influence l'efficacité qui permet aux plantes d'extraire l'eau. Les arbres, par exemple, sont capables d'absorber l'humidité à des profondeurs de plusieurs centaines de mètres(Healy 2010).

Agriculture non irriguée les cultures peuvent avoir une évapotranspiration supérieure ou inférieure que les plantes indigènes ; par conséquent, il s'agit d'un Il est difficile de généraliser sur la question de savoir si le potentiel de la pour la recharge augmentera ou diminuera en raison de aux seuls changements de la végétation(Healy 2010).

I.7 Intégration de facteurs multiples

L'intégration des facteurs ci-dessus, et peut-être d'autres facteurs également, dans les hypothèses sur où, quand et pourquoi la recharge a lieu. par exemple, le moment et l'emplacement de la recharge dans les hautes vallées montagneuses est souvent contrôlée par la géologie, le climat et l'hydrologie. (Healy 2010).

I.8 Utilisation des données existantes

Une grande partie de la recharge, y compris les modèles de bassins hydrographiques et d'écoulement des eaux souterraines, peuvent être appliquées sans qu'il soit nécessaire de nouvelles données. Une analyse minutieuse de toutes les données existantes précède toute décision concernant la collecte de nouvelles données. Les bases de données contiennent des

données climatologiques, des données sur l'écoulement des eaux de surface, des données sur l'utilisation des terres, les niveaux des eaux souterraines, la chimie des eaux de surface et des eaux souterraines, des données physiques et hydrauliques. Les propriétés des sols et les caractéristiques de l'utilisation des terres(Healy 2010).

I.9 Comparaison intersites

Comme première estimation de la recharge pour une zone d'étude particulière, on pourrait utiliser une estimation dérivée d'un site ayant un climat, une utilisation du sol et d'autres caractéristiques similaires. Une revue de la littérature pour des sites similaires est toujours un effort valable. Une telle révision bénéficierait d'une classification commune pour les provinces climatiques, hydrologiques, et géologiques(Healy 2010).

II. Utilisation des différentes méthodes

De nombreuses méthodes sont disponibles pour quantifier la recharge des eaux souterraines, car il existe différentes sources et différents processus de recharge, il est souvent difficile de choisir les techniques appropriées. Les points importants pour le choix d'une technique sont l'échelle de temps et d'espace, la gamme de valeurs et la validité des estimations de la recharge basées sur différentes techniques; d'autres facteurs peuvent limiter l'application de techniques particulières (Scanlon, Healy et al. 2002).Chacune des méthodes a ses propres limites en termes d'applicabilité et de fiabilité (Mutoti 2015), Les trois méthodes (bilan massique du chlorure CMB, groupe hydrologique du sol SHG, bilan hydrique sont choisies en fonction fait qu'ils sont testés et le plus souvent appliqués techniquement, et en raison de la disponibilité de données d'entrées pour ces méthodes dans le cadre d'une année d'enquête et de surveillance.

Estimation de la recharge par

II.1 La méthode hydrologique Soil Groups (HSG)

Hydrologic soil Groups (HSG) ainsi que L'utilisation des terres et la couverture des sols jouent un rôle essentiel dans la prospection des eaux souterraines. Elles affectent le taux de recharge, le ruissellement et l'évapotranspiration, déterminer les complexes de couverture du sol (Nielsen and Hjelmfelt 1998) .

Aperçu Bibliographique

Les sols sont classifiés en fonction de leur capacité d'infiltration. Cette capacité étant inversement proportionnelle à la propension au ruissellement, cette classification permet de connaître le potentiel que présente chaque sol face au ruissellement.

Les classes sont basées sur les facteurs suivants : (NRCS 2004)

- Prise d'eau et transmission de l'eau dans les conditions d'humidité maximale annuelle (très humide).
- Surface de sol nue.
- Gonflement maximal des argiles expansives.
- Sol non gelé.

Cette méthode a été adoptée pour l'évaluation de la recharge nette dans nombreuses régions arides et semi-arides.

Les quatre groupes hydrologiques A, B, C et D correspondent aux types de sols classés en fonction de leur infiltration: (Anane, Abidi et al. 2013), (Monfet 1979), (NRCS 2004)

- **Groupe hydrologique A:** sols ayant des taux d'infiltration élevés même s'ils sont complètement humides. Ils se composent principalement de sols profonds trop drainés, Ils ont généralement moins de 10 % d'argile et plus de 90 % de sable ou de gravier et ont des textures de sable limoneux, de limon sableux, ou de limon (NRCS 2004). Ces sols sont caractérisés par des taux de Transmission d'eau élevée.

- **Groupe hydrologique B:** sols à vitesse d'infiltration moyenne lorsqu'ils sont complètement humides. . Ils ont généralement entre 10 et 20 % d'argile et 50 à 90 % de sable et ont des textures de limon sableux, , ou de limon, limon sablo-argileux (NRCS 2004) et ont une texture modérément fine à modérément grossière, formés des sables moyens et fins. Leurs vitesses de transmission de l'eau sont moyennes.

- **Groupe hydrologique C:** sols à faible taux d'infiltration lorsqu'ils sont complètement humides. Ils ont généralement entre 20 et 40 % d'argile et moins de 50 % de sable et ont des texture de limon, limon sablo-argileux, limon argileux, argile sableuse, argile et argile limoneuse (NRCS 2004). Ils sont principalement constitués de sols formés de couches imperméables, et constituée de sables fins mal drainés, la texture est modérément fine à fine. Leurs taux de transmission de l'eau sont faibles.

- **Groupe hydrologique D:** Sols ayant des taux d'infiltration très faibles lorsqu'ils sont complètement humides. Ils ont généralement plus de 40 % d'argile, moins plus de 50 % de sable, et ont des textures argileuses (NRCS 2004). Ces sols sont essentiellement constitués

Aperçu Bibliographique

d'argile gonflante de sols mal structurées et mal drainées avec des couches d'argiles peu profondes ou souterraines et de sols peu profonds situés sur des matériaux imperméables. Leurs taux de transmi de l'eau sont très faibles (Monfet 1979) .

La percolation peut être définie comme le flux d'eau de la surface terrestre à travers les couches supérieures du sol. La percolation annuelle est produite à partir de données facilement disponibles (précipitation annuelle moyenne et groupe de sol hydrologique). Ainsi, l'indice de percolation est une estimation du débit annuel et moyen annuel de l'eau dans le sol. Cette équation peut être modifiée et écrite sous la même forme pour créer l'indice de percolation (PI) est une estimation de la percolation annuelle moyenne en inche. Les valeurs ajustées de 0,2 et 0,8 respectivement ont été choisies pour tenir compte du temps de latence plus long de l'eau d'infiltration par rapport à de l'eau non infiltrant. Le paramètre S, basé sur le CN défini précédemment, rend compte du paramètre de rétention du sol. Après ajustements, les nouveaux nombres de la courbe de percolation se sont avérés être 28, 21, 17 et 15 pour les groupes de sols hydrologiques A, B, C et D respectivement. Est calculée selon cette méthode de Williams et Kissel (1991) et rapportées par Pierce et al. (1991) avec l'équation suivante :(Braun, Levine et al. 2003)

$$PI = (P - 0.2s)^2 / P + 0.8s$$
$$s = (1000/CN) - 10$$

Avec

P : La pluviométrie moyenne annuelle en inche.

PI : la percolation en inche.

CN : Nombres de la courbe de percolation.

S : paramètre de rétention du sol.

II.2 La méthode de Chloride Mass Balance (CMB)

La méthode CMB utilise des anions de chlorure pour calculer le taux de recharge, a été décrit par de nombreux chercheurs (Dettinger 1989; Wood et Sanford 1995; Bazuhair et Wood 1996; Wood 1999; Subyani 2004; Gee et al. 2005; Somaratne et Smettem 2014) et a été mis en œuvre dans divers climats et sur tous les continents. Le bilan massique du chlorure utilise uniquement des paramètres qui peuvent être mesurés directement (Mutoti 2015) . Les anions de chlorure sont dérivés des eaux de surface et les eaux souterraines, et des précipitations(Ait El Mekki, Laftouhi et al. 2017).

Il a été démontré par Wood et Sanford (1995) cette approche du bilan massique du chlorure peut produire des taux de recharge régionaux dans certaines conditions et dans des

Aperçu Bibliographique

zones arides et semi-arides par rapport à d'autres méthodes physiques. Et encore une fois [Subyani et Sen \(2006\)](#) ont signalé que l'approche du bilan massique du chlorure donne des taux de recharge des eaux souterraines qui sont intégrés spatialement sur le bassin versant et au fil du temps de dizaines à milliers d'années. Des études antérieures ont montré que l'utilisation de la méthode du bilan massique du chlorure (CMB) est approche pratique et appropriée pour estimer la recharge des eaux souterraines ([Mutoti 2015](#)).

Les conditions d'utilisation de cette méthode sont les suivantes : ([Marei, Khayat et al. 2010](#)) , ([Mutoti 2015](#)).

- ✓ Il y a suffisamment d'anions chlorure présents dans les précipitations.
- ✓ Il n'y a aucune autre source de chlorure dans le sol ou dans l'aquifère (p. ex., déchets urbains ou industriels, dissolution des minéraux ou l'agriculture et de toute source potentielle de pollution, comme les eaux usées).
- ✓ Les concentrations de chlorure dans l'eau de pluie sont stables (c.-à-d. il n'y a pas de pluies acides).
- ✓ Le chlorure est de nature conservatrice dans le système.
- ✓ La profondeur de la nappe phréatique doit être profonde, assez pour empêcher l'évaporation des eaux souterraines.
- ✓ L'écoulement superficiel devrait être minimal.

Le CMB est une méthode préférée d'estimation de la recharge grâce à L'ion chloruré qui utilisé dans les études sur la recharge en raison de son caractère conservateur naturelle, l'abondance relative de chlorure dans les précipitations et sa simplicité d'analyse ([Allison et al. 1984](#)), ne s'échappe pas et n'est pas absorbé par la particule de sédiments, et ne participe pas dans toute réaction chimique, est supposé se déplacer à travers la zone insaturée avec la même vitesse que particule d'eau. Par conséquent, le captage d'eau dans la zone d'intervention de la zone racinaire due à l'évapotranspiration de la plante, c'est le seul processus qui concentre l'ion dans l'humidité du sol. L'estimation de la recharge est basée sur les données d'entrée de l'eau et le chlorure à la surface et l'humidité du sol et de chlorure dans le profil du sol. Le chlorure consiste en un dépôt humide de chlorure dissous dans la pluie et le dépôt sec d'aérosols ([Ting, Kerh et al. 1998](#)).

L'approche du bilan massique des chlorures (**CMB**) peut être utilisée dans les zones insaturées et saturées, fournit non seulement une estimation de la quantité de recharge des eaux souterraines, mais aussi des informations sur les mécanismes de recharge([Ait El Mekki, Laftouhi et al. 2017](#)) .D'abord conçue par [Eriksson et Khunakasem \(1969\)](#) , pour estimer les taux de recharge ([Scanlon, Healy et al. 2002](#)). L'application de la méthode CMB est fondée sur la

Aperçu Bibliographique

comparaison de la concentration de chlorure dans précipitation avec la concentration dans les eaux souterraines telles que mesurées dans des échantillons prélevés dans des puits tubulaires. En supposant que le chlorure est un ion conservateur et que les eaux de pluie et les aérosols sont la seule source de chlorure (Cl), la conservation de la masse conduit à une relation entre précipitations et recharge (Wood and Sanford 1995). Cela a permis au calcul de la recharge totale à travers la relation suivante :

$$P \times Cl_p = R \times Cl_{ES}$$

- ✓ P la Précipitation moyenne annuelle (mm/an ; moyenne annuelle)
- ✓ Cl_p la concentration des chlorures des précipitations en (mg/L)
- ✓ R la recharge (mm/an)
- ✓ Cl_{ES} représente la concentration des chlorures des eaux souterraines en (mg/L) chlorure (Ting, Kerh et al. 1998).

L'équation CMB pour un tel système, telle qu'exprimée par Wood (1999) est la suivante : (Marei, Khayat et al. 2010), (Aishlin 2006).

$$R = P \times Cl_p / Cl_{ES}$$

Le taux de recharge diminue donc la concentration de chlorure augmente dans le sol jusqu'à aquifère est atteint, c.-à-d. plus le sol est élevé concentration, plus le taux de recharge est faible.

-Détermination de la concentration dans les précipitations

-La concentration de chlorure pondérée en fonction des précipitations a été mesuré à différents sites dans la plaine.

-La Concentration de chlorure représentatif dans les eaux souterraines (par opposition à la moyenne, médiane, centile ou autre méthode statistique) ont été obtenus pour chaque bassin.

-La moyenne pondérée Cl_p est calculée selon à l'équation suivante :

$$Cl_p = \frac{P_1 \times C_1 \dots P_n \times C_n}{P_1 + \dots + P_n}$$

Où P_1 est la première pluviométrie (mm) et C_1 est la concentration correspondante de chlorure dans la pluviométrie (mg/L) pour 1 à n, pour déterminer la moyenne pondérée du chlorure pour chaque année hydrologique, la concentration de chlorure chaque événement pluvial est d'abord multiplié par la quantité de pluies. La somme de ces différentes composantes est ensuite divisée par le total des précipitations moyennes annuelles (Marei, Khayat et al. 2010).

Aperçu Bibliographique

Les relations entre les précipitations et la recharge ont également développé, Par [Sinha & Sharma \(1988\)](#) a développé une équation mieux connue sous le nom de Formule [Cheeturvedi](#) : ([Marei, Khayat et al. 2010](#)).

- $R = 50.8 \times P / (25.4 - 15) \quad P > 380 \text{ mm/an}$

Où **R** est la recharge en mm/an; **P** est précipitations Moyenne annuelle en mm/an.

Les équations suivantes ont servi de base pour l'élaboration d'estimations de la recharge annuelle par [Guttman & Zukerman \(1995\)](#) :

- $R = 0.8 \times (P - 360) \quad P > 650 \text{ mm}$

Au lieu de 0,86, [Mandel et Shiftan \(1981\)](#) ont utilisé 0,90 comme coefficient dans l'équation pour la recharge en Climats méditerranéens.

- $R = 0.534 \times (P - 216) \quad 300 < P < 650 \text{ mm}$

- $R = 0.15 \times P \quad P < 300 \text{ mm}$

Ces équations ont ensuite été modifiées par la [SUSMAQ](#) équipe du projet ([Abu Sa'da et coll., 2004](#)) pour donner :

- $R = 0.6 \times (P - 285) \quad P > 700 \text{ mm}$

- $R = 0.46 \times (P - 159) \quad 456 < P < 700 \text{ mm}$

- $R = 0.3 \times P \quad P < 456 \text{ mm}$

II.3 Méthode de bilan hydrique

Un bilan hydrique est une comptabilisation des mouvements de l'eau à l'intérieur et à l'extérieur d'un certain volume de contrôle, ainsi que du changement de stockage à l'intérieur de ce volume.

Une simple analyse du bilan hydrique utilisée dans de nombreuses études hydrologiques est basée sur une colonne de sol qui s'étend de la surface du sol jusqu'à une certaine profondeur. Les méthodes de mesure et d'estimation des composantes des équations types du bilan hydrique, y compris les précipitations, l'évapotranspiration, le ruissellement et le stockage des eaux ([Healy 2010](#)).

$$P = ET \pm \Delta S + R + I$$

Où **P** : la précipitation (et peut aussi inclure l'irrigation).

ET : L'évapotranspiration, qui comprend l'évaporation et la transpiration végétale.

R : Écoulement de surface direct (précipitation qui ne s'infiltré pas) ; ruissellement.

ΔS : Changement dans le stockage de l'eau.

Aperçu Bibliographique

I: Le drainage équivalent à recharge.

Tous les composants sont donnés en taux par unité de surface.

Le bilan hydrique est utilisé pour décrire les interrelations entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Un bilan de l'eau simplifié et peut être exprimé comme suit : (Braun, Levine et al. 2003)

$$P = R + ETR + R \pm \Delta S \quad (1)$$

Des méthodes simples de bilan hydrique ont été largement utilisées pour quantifier la recharge en eau souterraine. Toutes les variables de l'équation du bilan hydrique à l'exception de la recharge (R) sont mesurées ou estimé (Yin, Hu et al. 2011).

L'équation 1 peut être réglée pour la recharge, comme suivant :

$$R = P - R - ETR \pm \Delta S \quad (2)$$

L'équation 2 indique que les précipitations sont une source, les changements dans le stockage de l'eau sont difficiles à mesurer et ne sont pas utilisés dans cette étude.

La recharge des eaux souterraines est fortement influencée par les interactions à la surface ou près de la surface. Par exemple, recharger ne se produit que lorsque la quantité d'humidité du sol est supérieure à la quantité d'humidité perdue à la suite de l'évapotranspiration. Pendant les mois d'été, la végétation utilise la majeure partie de l'eau disponible. Peu de recharge se produit pendant les mois d'hiver lorsque les horizons du sol supérieur sont gelés.

Ainsi, la recharge domine pendant les mois plus froids (printemps et automne), lorsque la végétation utilise moins d'eau (Braun, Levine et al. 2003).

Parmi les méthodes de bilan hydrique disponibles, la méthode Thornthwaite est l'une des plus appropriées pour le calcul détaillé des bilan hydrique mensuels et annuels. Dans l'équation du bilan hydrique, la méthode Thornthwaite est utilisée pour évaluer l'évapotranspiration potentielle et réelle (Scozzafava and Tallini 2001).

II.3.1.1 Estimation de l'évapotranspiration

-L'évapotranspiration potentielle (ETP) qui constitue la quantité d'eau qui pourrait être évapotranspirée si le sol est constamment saturé en eau.

-l'évapotranspiration réelle (ETR) qui représente la quantité d'eau effectivement évaporée et transpirée, elle est inférieure ou au maximum égal à ETP.

II.3.1.1.1 Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

L'estimation de ce paramètre a été faite à l'aide de la formule de Thornthwaite. Il est lié à la température (t) comme suit :

II.3.1.1.1.1 Formule de Thornthwaite

La méthode de Thornthwaite nous permet à partir des données de base (précipitation, température T (°C), le coefficient thermique mensuel (K) et l'indice thermique mensuel (i) de calculer l'évapotranspiration potentielle selon la relation suivante : (Scozzafava and Tallini 2001)

$$ETP = 16. (10. T/I)^a . K$$

$$I = \sum i \quad \text{Et} \quad i = (T/5)^{1,514}$$

$$a = (1,6. I/100) + 0,5$$

Avec:

ETP: Évapotranspiration potentielle (mm).

K : Coefficient d'ajustement mensuel.

I: Indice thermique annuel.

i: Indice thermique mensuel.

T: Température moyenne mensuel en °C.

II.3.1.2 Bilan hydrologique selon la formule de Thornthwaite

Cette méthode est utilisée pour les climats sub-humide et semi-aride, et vu les caractéristiques intermédiaires du climat méditerranéen, cette formule a été appliquée. Elle est basée sur la notion de réserve d'eau facilement utilisable (RFU). On admet que la hauteur d'eau stockée dans le sol qui est reprise par l'évapotranspiration est de 100 mm au maximum (Debieche 2002),(IKHLEF 2006).

Le principe de calcul du bilan hydrologique de Thornthwaite est le suivant :

- si pour un mois $P \geq ETP$ on pose que l'ETP = ETR, la quantité d'eau qui reste (P-ETR) va alimenter la RFU jusqu'à son maximum (100 mm) et si elle dépasse cette valeur il y aura un excès (WS) qui va partir soit sous forme d'infiltration efficace vers la nappe, soit sous la forme de ruissellement.

$$WS = R + I$$

Où: **WS**: Excédent (mm).

R: Ruissellement (mm).

I: Infiltration moyenne annuelle (mm).

- si $P < ETP$, On évapore toute la pluie et on prend à la RFU (jusqu'à la vider) l'eau nécessaire pour satisfaire l'ETR soit : La valeur de $ETR = P + \min(RFU, ETP - P)$. Si la RFU est nulle, il va se produire un déficit agricole $Da = ETP - ETR$, ce dernier paramètre représente alors le besoin des cultures à l'irrigation, c'est à dire sensiblement la quantité d'eau qu'il faudrait apporter aux plantes pour qu'elles ne souffrent pas de la sécheresse (Scozzafava and Tallini 2001).

II.3.1.3 Détermination du Ruissellement R

Nous estimons le ruissellement selon la formule de Texeront- Berkaloff.

$$R = P^3 / 3 \cdot (ETP)^2$$

Avec :

R : Ruissellement (mm)

P : Précipitation moyennes annuelles (mm)

ETP : Evapotranspiration potentielle (mm)

II.3.1.4 Détermination de l'infiltration (la recharge)

$$I = WS - R$$

I: Infiltration (mm)

R : Ruissellement (mm)

WS : Excédent (mm)

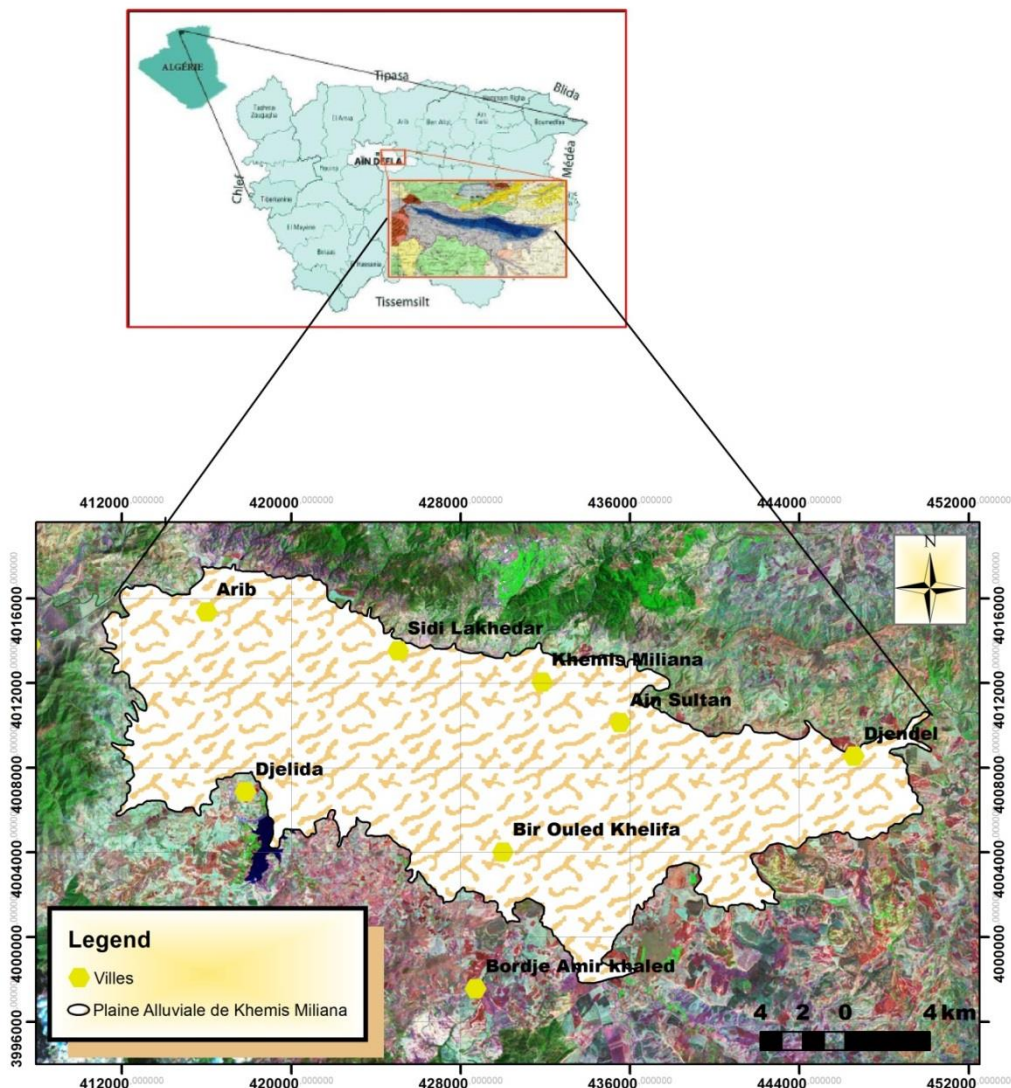
Description de la zone d'étude

III. Description de la zone d'étude

III.1 Situation géographique

III.1.1 Contexte régional

La plaine alluviale de Khemis Miliana appelée aussi la plaine alluviale d’Affereville, elle est située à 120 km au Sud-ouest d’Alger et à 25 Km à l’Est du chef-lieu de la Wilaya ,appartenant au sous bassin versant de du Haut Chélif (indexée par le code 1 par l’ANRH) elle apparait sous la forme d'une dépression intra-montagneuse dans la partie nord de l'Algérie, et qui couvre des communes qui sont entre autre : Arib, Sidi Lakhdar, Khemis Miliana, Ain Sultane, Djendel, Bir Ould Khelifa, et Djelida(KARAHACANE, Assia et al. 2001).



Description de la zone d'étude

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

III.1.2 Contexte local

La plaine de Khemis Miliana est limitée spatialement :

- ✓ Au Nord par la continuité occidentale du djebel Zaccar (1579 m d'altitude).
- ✓ Au Sud les contreforts de l'Ouarsenis qui culmine près de Bordj-bounaama.
- ✓ Au l'Est par djebel Gantas (seuil de Djendel) 781m d'altitude.
- ✓ A l'Ouest par le seuil de Djbel Doui.

Sa superficie est de 359 Km² avec un périmètre de 159 Km, elle est caractérisée par une altitude moyenne de 270 m. Elle forme l'un des plus grands réservoirs d'eau souterraine de la région.

III.2 La topographie et relief de la plaine

Sur le plan géographique, la topographie et relief de la plaine sont très variée par résultante de la combinaison entre deux facteurs (l'altitude et la pente), est présente des pentes fortes de l'amont de région de Djendel vers Khemis Miliana et vers l'aval de Arib, ce qui favorise des écoulements et ruissellement des eaux superficielle et souterraines avec de vitesse moyenne.

III.3 Contexte hydro-climatologique

La zone d'étude est caractérisée par un climat semi-aride méditerranéen, avec un été chaud et sec et un hiver froid et pluvieux.

III.3.1 Analyse des précipitations

La région étudiée est contrôlée par 9 stations pluviométriques, la gestion de ces stations est assuré par le service de Office National de Météorologie et l'Agence Nationale des Ressources Hydraulique, la répartition de ces stations pluviométriques dans la plaine d'étude est moins homogène et les postes pluviométriques sont dispersés de façon complète, cette répartition couvre toute la superficie de la plaine.

Les stations pluviométriques qui couvrent l'amont de la plaine sont : Djenane BenOuadeh (Djendel). Dans le centre de la plaine on trouve celle de Khemis Miliana, Sidi Lakhedar, Ababssa, Ain sultane, Sidi Mokrifi et barrage de Herraça. Et en fin les postes qui couvrent l'aval de la plaine sont : Arib Cheliff et Ain Defla.

Description de la zone d'étude

On dispose un période de 37 ans (1980-2017) pour les précipitations moyennes annuelles, et 17 ans (2000-2017) pour les précipitations moyennes mensuelles les données pluviométriques sont récoltées de l'ANRH de Blida et d'Alger et de celui de Khemis-Miliana.

Tableau 1 : Caractéristiques des stations pluviométriques

Station	Code	Coordonnées en UTM		
		X (m)	Y(m)	Z (m)
Ain Sultan	11512	437142,94	4010312,5	295
Djenen Ben oudah	11514	448553,58	4008887,37	336
Arib Chélif	11702	412561,16	4016440,25	230
Sidi Lakhedar	11711	425052,56	4013500,5	250
Ababsa	11715	414166,16	4002034,5	317
khemis ANRH	11717	431848,16	4012029,25	285
Barrage de Harraza	11718	428376,88	4005240,25	312
Ain Defla	11804	407652,56	4013805	270
Sidi Mokrifi	11606	436173,91	4013805	540

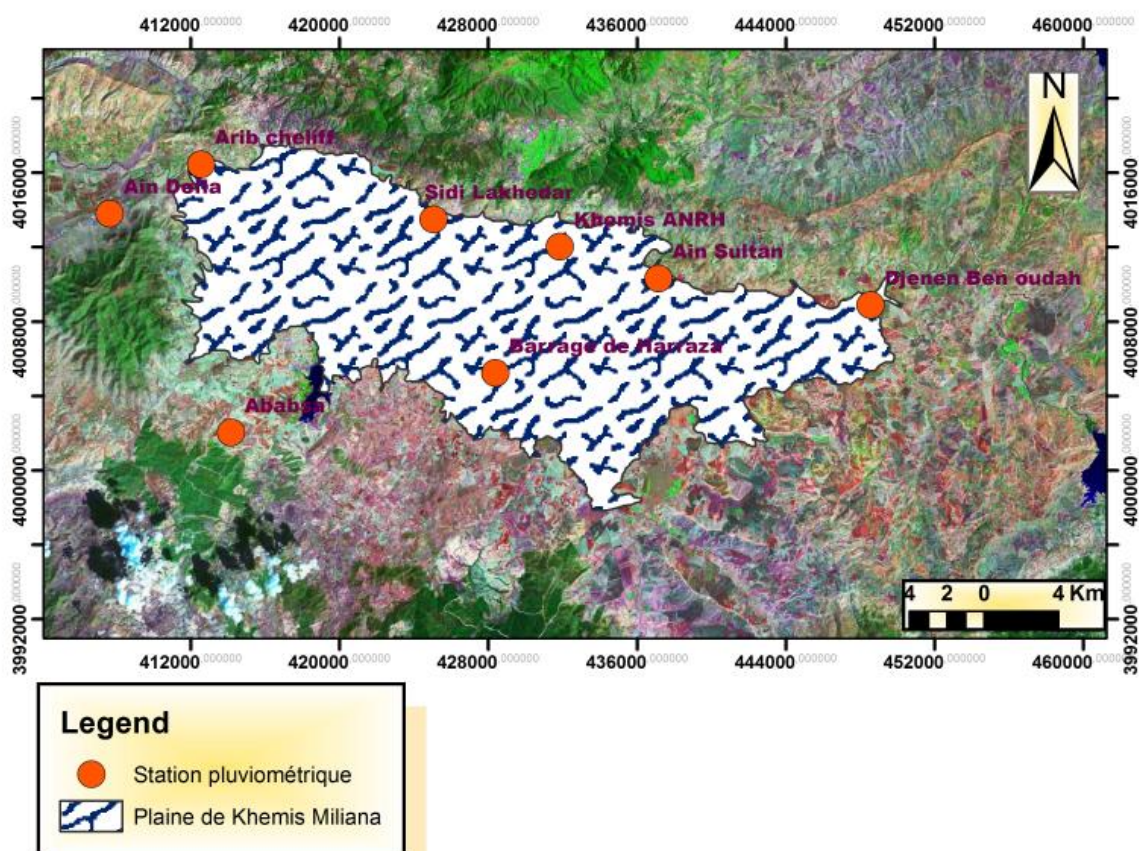


Figure 2 : Carte représente la répartition des stations pluviométriques

Description de la zone d'étude

III.3.1.1 Précipitations moyennes mensuelles

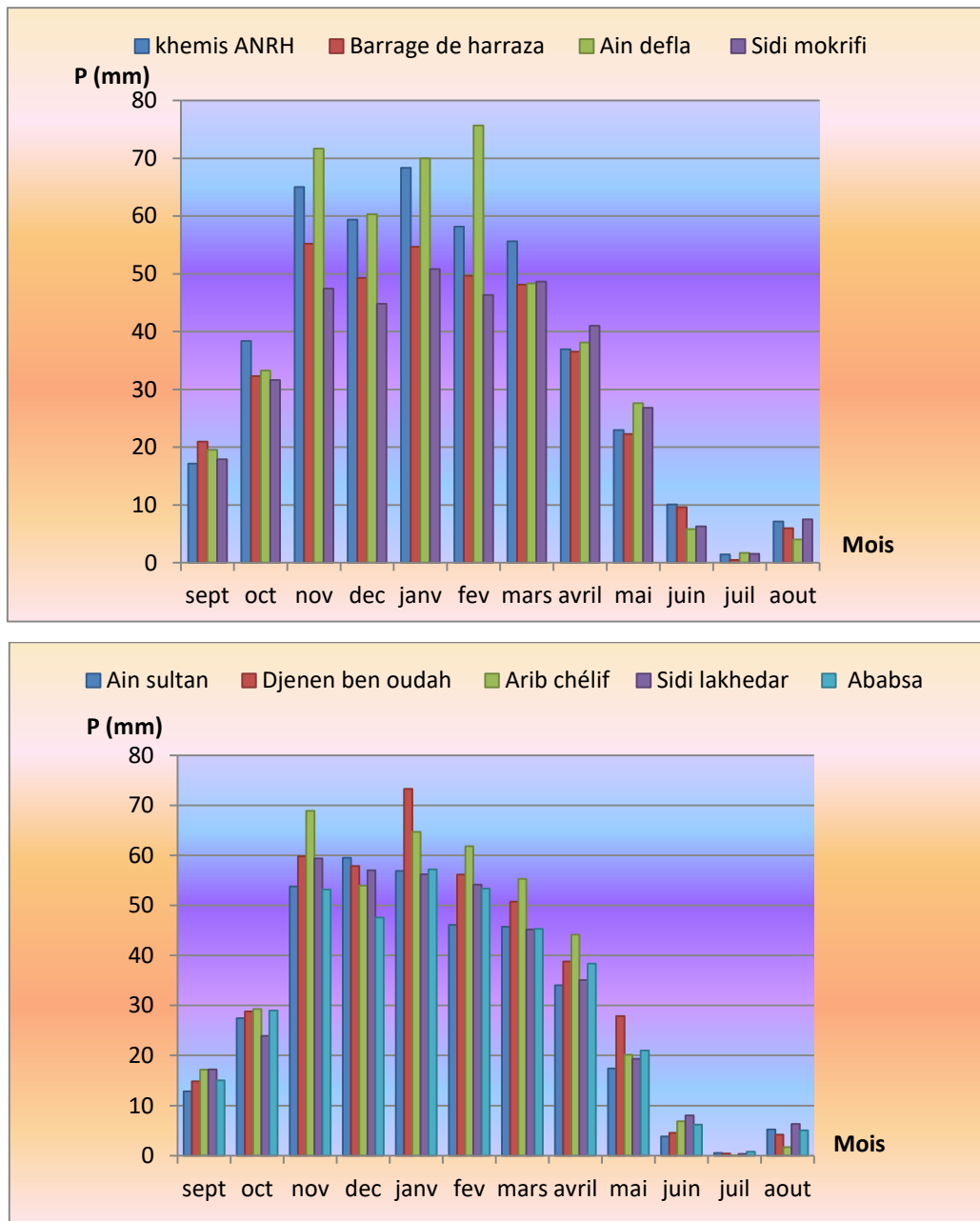


Figure 3: Variation temporelle de précipitation moyenne mensuelle (2000-2017)

La variation des précipitations au niveau des station de la plaine d'EL-Khemis, durant la période (2000- 2017) indique que la précipitation moyenne mensuelles 33,44 mm, montrent que les mois les plus pluvieux correspondent à novembre , décembre, janvier, février, Mars, et que les mois les plus secs sont juin, juillet ,aout, septembre. Ce qui nous permettra de distinguer deux périodes humide et sèche.

- Une saison pluvieuse allant de Novembre jusqu'au Mars.

Description de la zone d'étude

➤ Une saison sèche allant de juin jusqu'au Septembre.

III.3.1.2 Précipitations moyennes annuelles

Les précipitations moyennes annuelles des stations pluviométriques sont représentées dans Histogramme suivant :

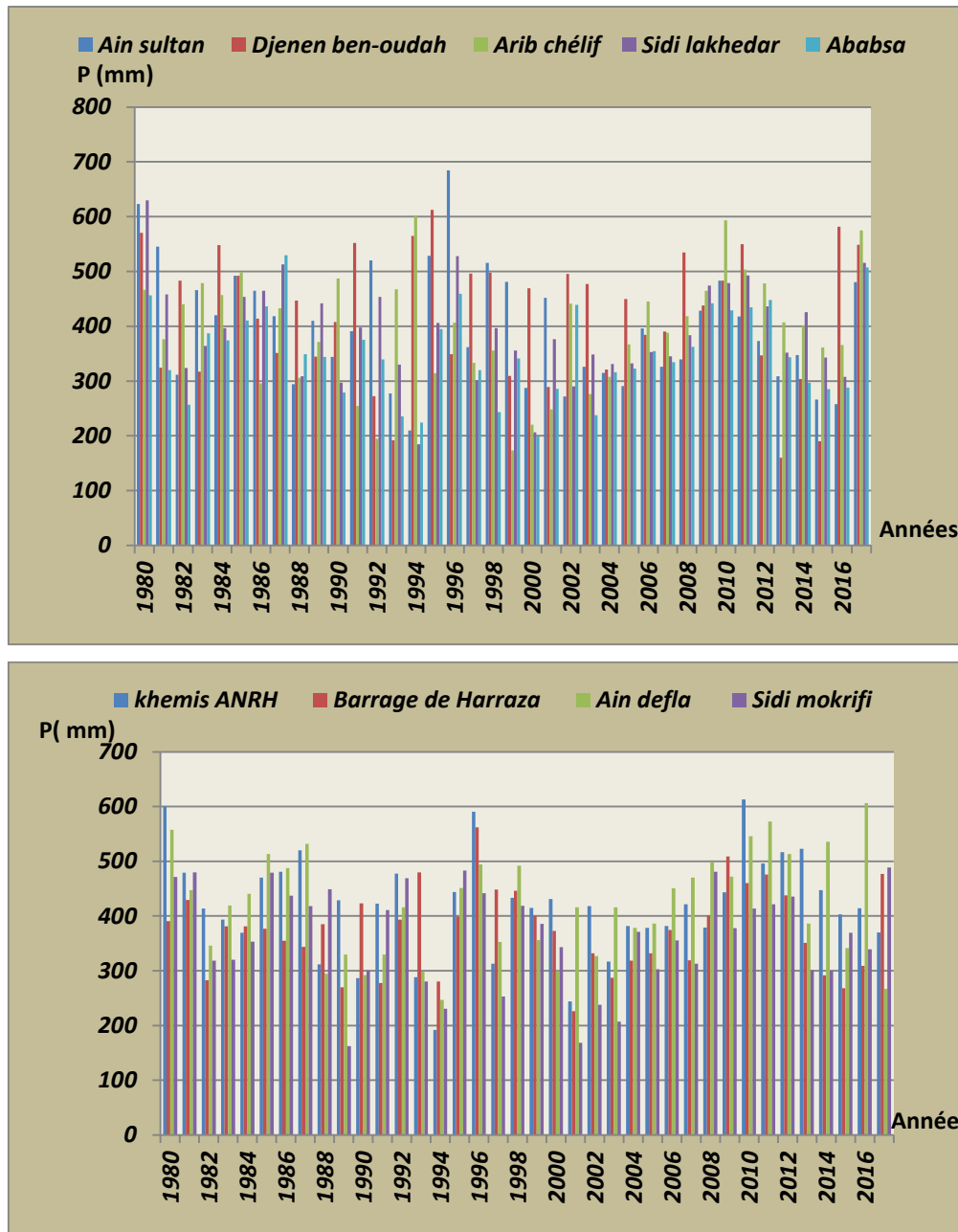


Figure 4: Evolution des Précipitations Moyennes Annuelles durant la période (1980-2017)

D'après l'analyse des précipitations moyennes annuelles dans histogramme obtenus nous constatons une grande variabilité c'est-à-dire une perturbation interannuelle dans les

Description de la zone d'étude

stations de la pluviométrie, le tableau ci-dessous montre les précipitations minimales et maximales de Chaque station.

Tableau 2: Les années plus sèches et plus pluvieuses des stations (1980-2017)

<i>station</i>	<i>Années plus sèches</i>		<i>Années plus pluvieuses</i>	
	<i>Années</i>	<i>P (mm)</i>	<i>Années</i>	<i>P (mm)</i>
<i>Ain Sultan</i>	1994	209,7	1996	684,5
<i>Djenen Ben-oudah</i>	2013	159,7	1995	612,2
<i>Arib Chélif</i>	1999	173,4	1994	602,5
<i>Sidi Lakhedar</i>	1994	184,8	1980	629,7
<i>Ababsa</i>	2000	199,8	1987	529,6
<i>khemis ANRH</i>	1994	192,1	2010	612,9
<i>Barrage Harraza</i>	2001	226,3	1996	562,1
<i>Ain Defla</i>	2017	267,1	2016	606,5
<i>Sidi Mokrifi</i>	1989	162,49	2017	488,5

III.3.2 Température

La mesures des températures s'effectuent sous abri normalisé à 1.50 m au-dessus du sol, les températures sont saisonnières et leurs variations sont régulières pendant le temps. Les données existantes sont celles de la station de khemis ANRH et de barrage Harraza, avec des enregistrements durant la période 2002-2017.

Description de la zone d'étude

III.3.2.1 Température moyennes mensuelle

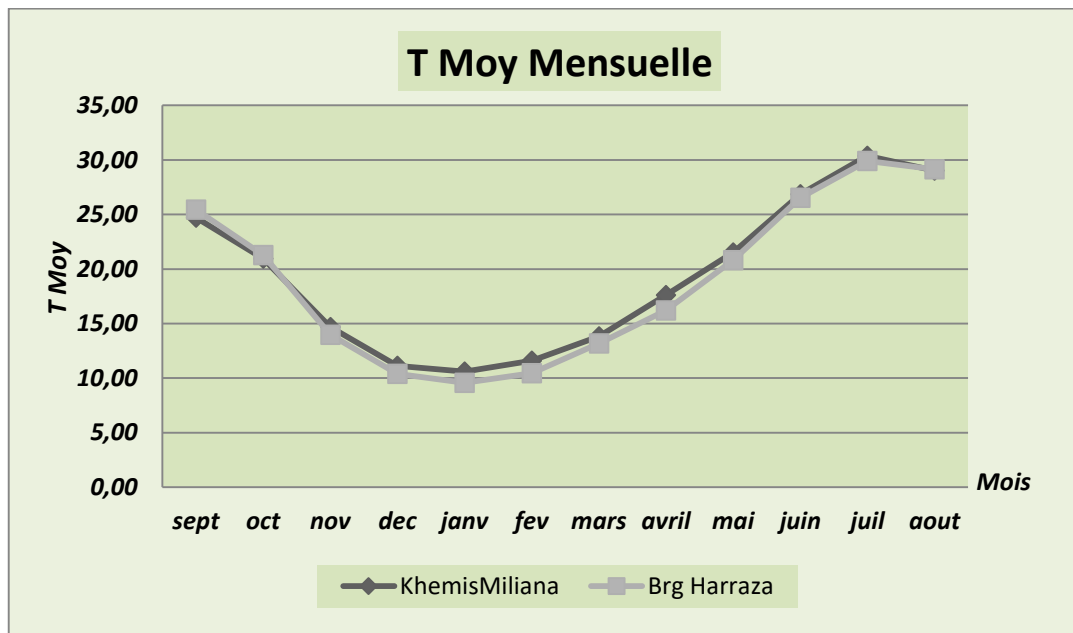


Figure 5: Variation temporelle de température moyenne mensuelle (khemis et Harraza ANRH)

D'après l'analyse des courbes représentant les températures moyennes mensuelles nous constatons que les températures moyennes mensuelles les plus élevées est observée en mois de juillet avec des températures moyennes mensuelles de 29,89 °C enregistrée au station du Barrage Harraza et 30,37 °C à celle de Khemis Miliana, tandis que celles les plus basses sont observées au mois de janvier avec des températures moyennes mensuelles de 9,56°C enregistrée au station du Barrage Harraza et 10,46 °C à celle de Khemis Miliana relativement à la période d'observation (2002-2017) voir Figure (5).

III.3.2.2 Le diagramme Ombrothermique de BAGNOULS et GAUSSEN (1953)

Le diagramme ombrothermique de Gausсен permet de calculer la durée de la saison sèche, Un mois sec se définit, selon (BAGNOULS ET GAUSSEN, 1957), comme celui ayant un total Pluviométrique (en mm) égal ou inférieur au double de la température $P \leq 2T$.

Description de la zone d'étude

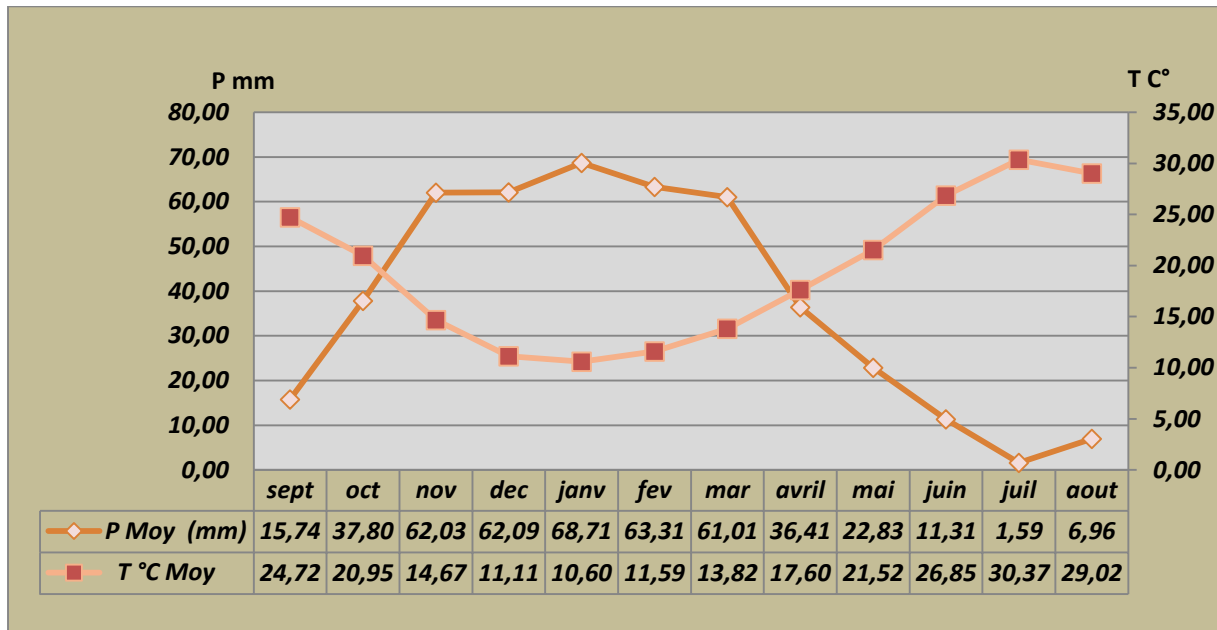


Figure 6 : Diagramme ombrothermique de la station de Khemis Miliana (2002-2017)

La période sèche, d'après ce diagramme, est comprise entre début de novembre jusqu'au fin d'avril tandis que la période humide entre fin d'avril jusqu'au début de novembre.

III.3.3 Le réseau hydrographique

La plaine du Haut Chélif située entre les montagnes du Zaccar et Dahra au Nord et l'Ouarsenis au Sud est une région principalement à vocation agricole, traversée par l'oued le plus important d'Algérie " l'Oued Chélif ". Dans la zone d'étude, il y a trois barrages : Ghib, Harreza et Deurdeur; ceux-ci contribuent à l'irrigation de la majeure partie de la plaine avec plus de Présentation générale de la zone d'étude 20.000 ha de terres irriguées. Cependant, les eaux souterraines de aquifère alluvial de la plaine sont principalement utilisées à des fins de consommation, d'irrigation et industrielles (Bouderbala and Gharbi 2017).

La plaine du Haut- Chélif, Oued Chleff partage ce périmètre en deux rives : la rive droite couvre 11303 ha, tandis que la rive gauche fait que 9730 ha. Les principaux Oueds qui convergent vers la plaine sont :

Oued souffay : Qui draine le secteur Nord-est des monts du Zaccar et reçoit les eauxruisselée de la ville de Khemis.

Description de la zone d'étude

Oued Boutane : Qui collecte des eaux provenant du secteur Nord du Zaccar, puis traverse la plaine ou il présente, par endroits, des intercommunications avec la nappe alluviale avant de rejoindre l'Oued Chleff à l'Ouest de la plaine.

Oued Deurdeur : qui prend sa source dans les amonts d'Ouarsenis au Sud du secteur d'étude. Il traverse la plaine sur plusieurs Kilomètre avant de confluer avec l'Oued Chéloff.

Oued Harreza : est également un Oued du Sud (Ouarsenis), il est caractérisé par un débit élevé du fait de l'impluvium. Dans la partie aval, il s'écoule dans la plaine ou il présente un inféoflux en relation avec la nappe alluviale et rejoint plus en aval l'Oued Chleff.

Oued Massine : sa direction d'écoulement est SSE-NNO, il alimente la partie sud de la plaine.

Tableau 3: Réseau hydrographique

Cours d'eau (Les Oueds)	Longueur(m)	Direction d'écoulement
Souffay	4305.85	Nord Nord Est-Sud Sud Oest
Deurdeur	5171	Sud Sud Oest-Nord Nord Est
Harreza	10273	Sud Est-Nord Ouest
Massine	6424	Sud Sud Est-Nord Nord Oest

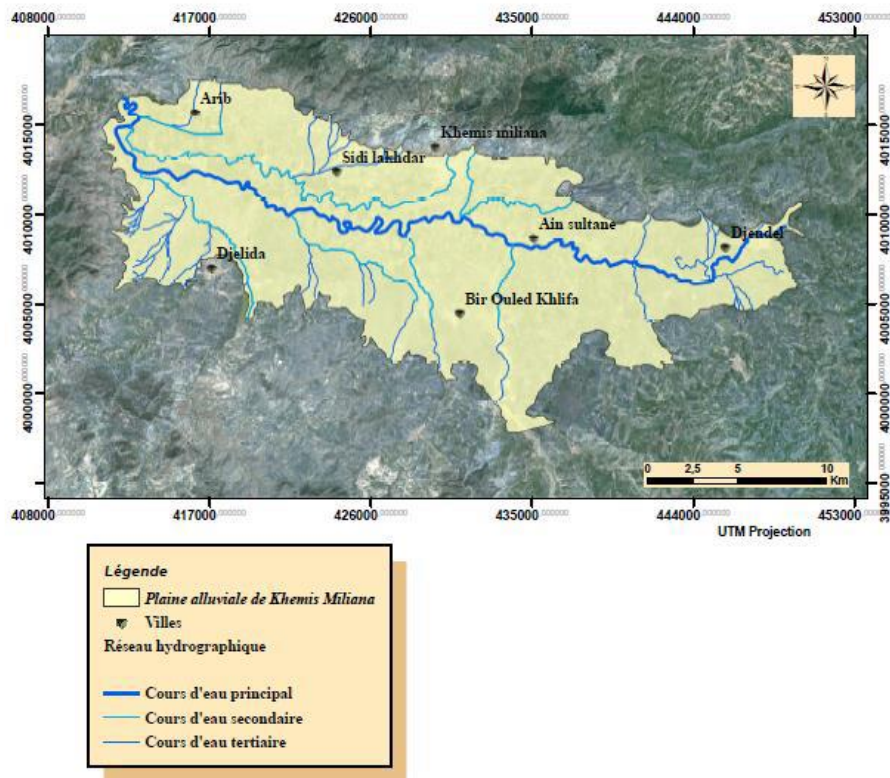


Figure 7 : Réseau hydrographique de la Plaine de Khemis Miliana (Sahraoui N., 2012)

Description de la zone d'étude

III.3.4 Les ressources en eaux souterraines

Les eaux souterraines est proviennent principalement de la nappe alluviale de la plaine du Haut Chélif. Cette nappe est exploitée par des forages et des puits avec un volume exploité.

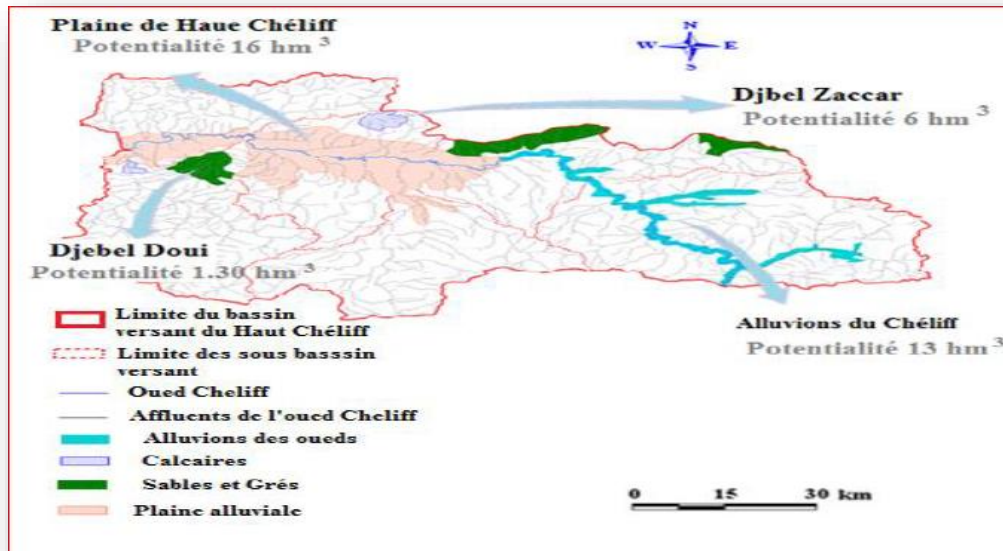


Figure 8: Carte des ressources en eaux souterraine du Haut Cheliff (Zafane . 2016)

III.4 Contexte pédologique

Selon la carte des sols établie par BOULAINÉ (1957) et celle établie par MCDONALD ETBNER(1990), deux grandes divisions des sols peuvent être distinguées : (Boulaine 1957)

✓ *Les sols des bordures des plaines*

Ces sols sont formés par des associations suivantes :

- Association des sols à carapaces calcaires.
- Association des sols décalcifiés des sols jeunes formés sur les roches perméables et Calcaire.
- Association des sols jeunes formés sur les grés et les marnes et de ces roches- mères.
- Association des sols formés sur les calcaires massifs et de ces roches-mères.
- Association des sols formés sur roches-mères siliceuses.
- Association des sols formés sur roches-mères schisteuses.
- Association des sols jeunes des glaciaires d'accumulation récents.

✓ *Les sols de la plaine proprement dite (Les sols centraux de la plaine)*

D'après la carte de Boulaine, ils comprennent six classes ont été décrites :

Description de la zone d'étude

- Les sols alluviaux non évolués.
- Les sols engorgés par l'eau (appelés aussi hydro morphes).
- Les sols calciques.
- Les sols alluviaux évolués.
- Les sols colluviaux et sols alluviaux des affluents mineurs.
- Les sols très évolués (qui sont divisés en sols partiellement décalcifiés et sols décalcifiés lessivés) et mélange de sol.

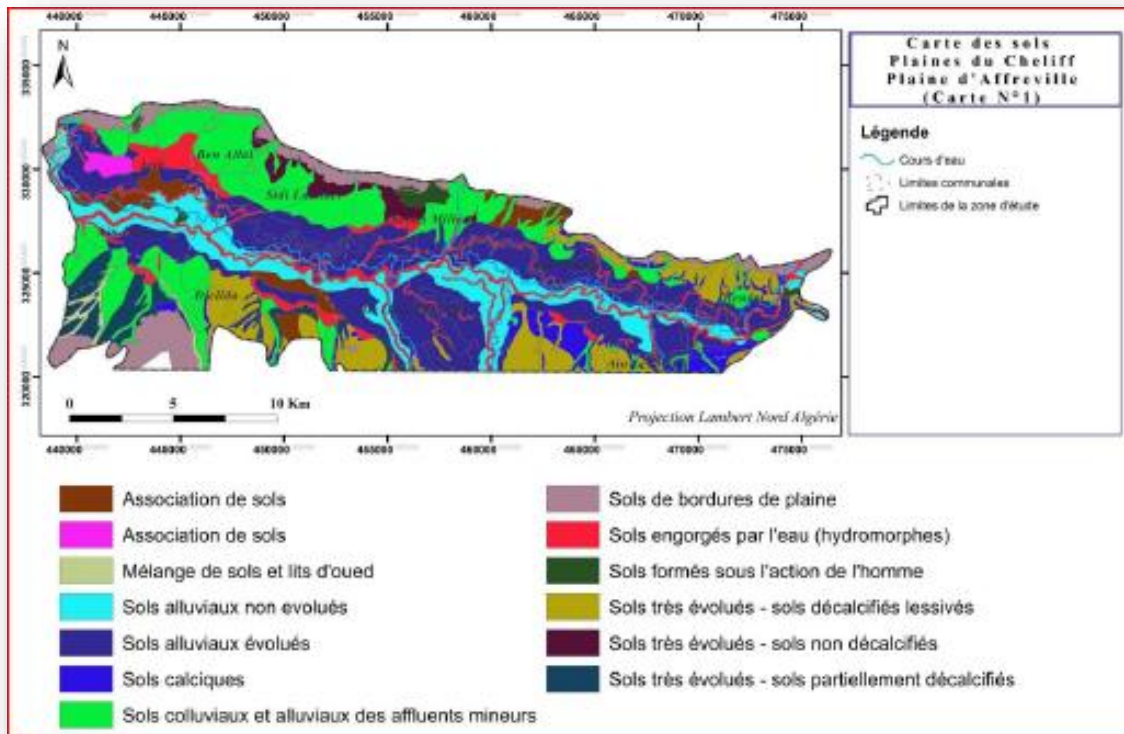


Figure 9 : Carte pédologique du Haut Cheliff (Boulaine 1957)

D'après la carte pédologique de la plaine du Haut Cheliff (Boulaine 1957) figure (9) et (17), la majorité des sols constituant la région sont des sols limoneux argileux. Les sols sableux sont principalement représentés le long d'Oued Cheliff alors que les sols argileux sont rencontrés dans la partie Nord, les sols limoneux sont plus présents aux bordures extrêmes Nord et extrêmes Sud.

III.5 Contexte géologique

III.5.1 Cadre général

La plaine de khemis-Miliana correspond à une zone déprimée à sédimentation récentemio-plio-quadernaire. Elle est traversée d'Est en Ouest par l'Oued Chéiff qui entre dans la plaine par le seuil de Djendal et en sort par celui du Doui. La partie nord de la plaine est dominée par une ligne des reliefs que forme le Djebel Gontas (871m), le massif des Zaccar (1579m et 1532m) et des Aribis, elle appartient au tell septentrional. La partie sud est limitée par les premiers contreforts de l'Ouersenis, elle appartient au tell méridional. Les épaissements jurassico-primaires des Zaccars, Doui et Aribis constituent l'autochtone épimétamorphique à schistosité anté-nappe sur lequel repose l'allochtone caractérisé par des nappes de charriage à matériel crétacé. Ces nappes venant du nord se sont mises en place au Miocène inférieur. Cette plaine correspond à un sillon intramontagneux subsidant dans lequel l'érosion des reliefs environnants et les transgressions successives ont permis les dépôts de fortes épaisseurs de sédiments néogènes et quadernaire.

III.5.2 Cadre local

La plaine d'El Khemis est une dépression de remplissage alluvionnaire formée de deux compartiments séparés par un seuil dont l'axe passe à côté d'Oued Souffey et dans la partie Sud-Est qu'il est repéré. Ce seuil dû à une remontée du substratum Crétacé traduit l'avancée des terrains crétacés vers le centre de la plaine à l'Ouest d'Oued Deurdeur. Le compartiment est appartient au bassin miocène de Médéa dans lequel les formations grésoconglomératique du Miocène sont bien développées. Le compartiment ouest est de sédimentation déférente (grés, poudingues, schistes, marnes).

Description de la zone d'étude

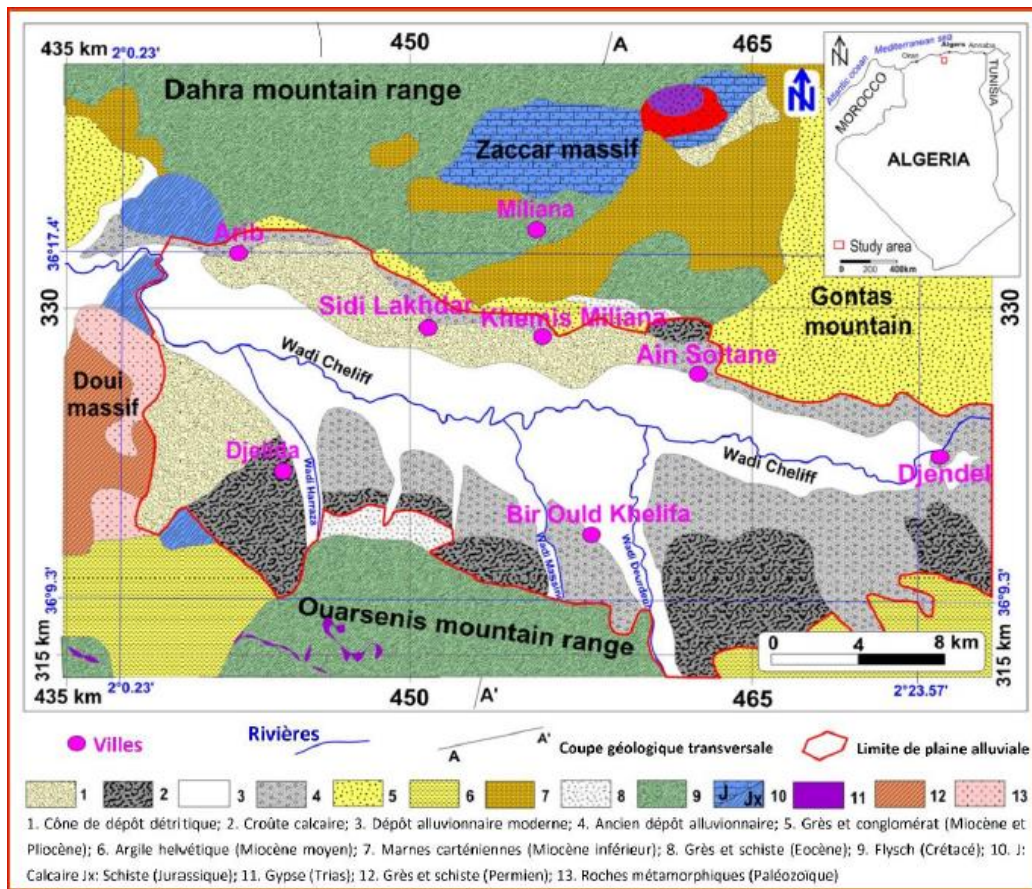


Figure 10: Carte géologique de la plaine du Haut Cheliff. (Perrodon 1957)

La plaine de haut Chélif forme un synclinal d'orientation ouest-est dans l'Atlas Tellien. La succession stratigraphique dans la zone d'étude des formations plus anciennes aux formations récentes est la suivante (Bouderbala and Gharbi 2017) voir la **Figure 11**.

Le primaire est observé dans le massif de Zaccar et de Doui, et il est formé par l'alternance de schiste noir, d'argile et de quartzite. Il est surmonté par le Trias qui se caractérise par des formations massives de gypse et de dolomite, observées dans le Montagne Ouarsenis. Le Jurassique du massif du Zaccar est représenté par le calcaire, la dolomite et d'autres roches carbonatées. Cependant, les formations jurassiques du massif de Doui sont principalement constituées de calcaire dolomitique. L'épaisseur de Jurassique peut atteindre 1000 m.

Les affleurements crétacés sont observés sur les bords latéraux de la plaine, et ils sont principalement représentés par une haute série de schistes néocomiens d'une épaisseur d'environ 1000 m et un schiste gris alternant avec des bancs de quartzite d'Albain-Aptien, d'une épaisseur proche de 1000 m, et il est suivi par le calcaire jaunâtre du Sénonien. La formation miocène de 300 m d'épaisseur commence par le Miocène inférieur qui est

Description de la zone d'étude

essentiellement formé de marne bleue et d'argile, suivi du Miocène moyen représenté principalement par l'argile, le marne et quelques passages de grès et de conglomérats. Le Mio-Pliocène est formé principalement de calcaire, de grès, de conglomérat et d'argile; On l'observe surtout dans le montagne Gontas, avec une épaisseur d'environ 100 m.

Les formations quaternaires sont principalement représentées par les anciens dépôts alluvionnaires formés de conglomérat et de galets. La croûte calcaire est formée par le tuf calcaire blanchâtre, compact ou pulvérulent ; il est spécialement développé dans la limite sud de la plaine. Les cônes de dépression alluviaux sont développés sur les pentes dans la limite de la plaine. Les dépôts alluviaux récents sont formés de galets, de gravier, d'argile et de limon recouverts d'un sol organique.

III.6 Contexte hydrogéologique

III.6.1 Description de l'aquifère

D'après l'étude de la série stratigraphique de la région et de ses caractéristiques lithologiques, nous avons remarqué la présence d'un aquifère principale de la plaine du Haut-Cheliff est formé de dépôts alluvionnaires, y compris des formations de galets, de gravier, de sable et d'argile, dont l'épaisseur peut atteindre 150 m. C'est un aquifère localement confiné, car il est recouvert de limon et d'argile en surface, de 5 à 20 m d'épaisseur au centre de la plaine. Nord-Est du mont Gontas et au Sud-Est de la ville de Djendel. Dans cette zone, plusieurs puits et forages ont été forés et ont montrés une bonne qualité des eaux souterraines et qui peuvent atteindre 200 m de profondeurs (Bouderbala 2017).

III.6.2 Identification des réservoirs

La géologie de secteur, les logs des forages ainsi que la corrélation entre les différents forages mettent en évidence la présence de trois principales formations perméables :

- Les alluvions anciennes du Quaternaire.
- Les grès et poudingues du Mio-Pliocène.
- Les calcaires Jurassiques.

III.6.2.1 Réservoir alluvionnaire

C'est le plus important réservoir de la région, il occupe toute la dépression, il est constitué de mélange de graviers, sables, galets et argiles. Il affleure au niveau de bordures et plus largement au Sud de la plaine. Il est caractérisé par une épaisseur considérable dans la

Description de la zone d'étude

rive droite de l'Oued Chélif et qui augmente au centre. Les logs de forage montrent une épaisseur de 80 à 90 m dans la région d'Ain Sultan, 70 à 130 m au centre (Khemis-Miliana), 70 à 150 m au voisinage de Sidi Lakhdar, et 40 à 50 m à Djendel et les Arib, elle atteint les 20 m dans la région de Bir Oueld Khalifa.

III.6.2.2 Réservoir du Mio-Pliocène

Constitué de grés et poudingues, le Mio-Pliocène affleure uniquement au Nord de la plaine plongeant sous les alluvions anciennes, séparé de cette dernière par une couche de 5 m d'argiles. Des sondages électriques effectués par la C.G.G en 1969 ont permis de supposer que cette couche argileuse vers l'Ouest où les deux formations sont en contact directe.

III.6.2.3 Réservoir du calcaires Jurassiques

Constituent un important réservoir qui se particularise par la présence des fissures qui favorisent la circulation et le stockage de l'eau. La densité et la répartition mal connues de ses fissures posent d'énormes problèmes pour l'implantation des puits et des forages.

Le système aquifère dans cette plaine peut être considéré comme des systèmes aquifères multicouches. La continuité hydraulique entre l'aquifère alluvial et l'aquifère du Mio-Pliocène n'existe que dans les limites de la plaine où il y a un contact entre les deux aquifères sans couche imperméable entre eux ; Cependant, au centre de la plaine, il y a une couche d'argile épaisse entre les deux aquifères. Nous notons ici que nous intéressons uniquement à l'aquifère alluvial quaternaire (Bouderbala and Gharbi 2017), voir la **Figure 12**.

Description de la zone d'étude

Epaisseur (m)	Log	Lithologie	Age	Comportement Hydrogéologique
10 à 20		Limons et argiles	Quaternaire récent	Semi - perméable
100		Alluvions grossières (grès et poudingues)	Quaternaire ancien	Perméable
		Alluvions argileuses (sables, graviers, argiles)		
100		Argiles	Pliocène	Imperméable
		Grès et conglomérats		
100		Grès et poudingues		Perméable
200		Argiles	Miocène supérieur (Vindobonien)	Imperméable
		Grès et poudingues		
?		Calcaires	Miocène inférieur (Burdigalien)	Perméable
300		Marnes		
1000		Grès et poudingues		Perméable
20		Calcaires	Eocène	Perméable
?		Grès quartzitiques		
		Argiles et schistes		Imperméable
?		Marnes et calcaires marneux	Senonien	Imperméable
20 à 60		Calcaires et marne calcaire	Cénomaniens	Imperméable
1000		Schistes et bancs quartzites	Crétacé	Imperméable
800 à 1000		Argiles schisteuses	Néocomien	Imperméable
1000		Calcaires	Jurassique	Perméable
?		Gypse et argiles	Trias	Semi-perméable
500		Schistes et quartzites	Permo-Trias	Imperméable

Figure 13 : Log litho-stratigraphique et hydrogéologique de la plaine alluviale de KhemisMiliana (Mattauer 1958, Perrodon 1967)

Les eaux souterraines de cet aquifère alluvial s'écoulent vers le centre de la plaine où se situe l'axe de drainage principal, qui coïncide avec l'oued Cheliff, avec un écoulement principal d'est en ouest. La profondeur de la nappe phréatique varie de 5m dans la zone ouest (près des villes de Djelida et Arib) à 30 m dans la zone est (près de la ville de Djendel), tandis que dans la partie centrale de la plaine la profondeur des nappes phréatiques est d'environ 10 m (Bouderbala and Gharbi 2017).

Description de la zone d'étude

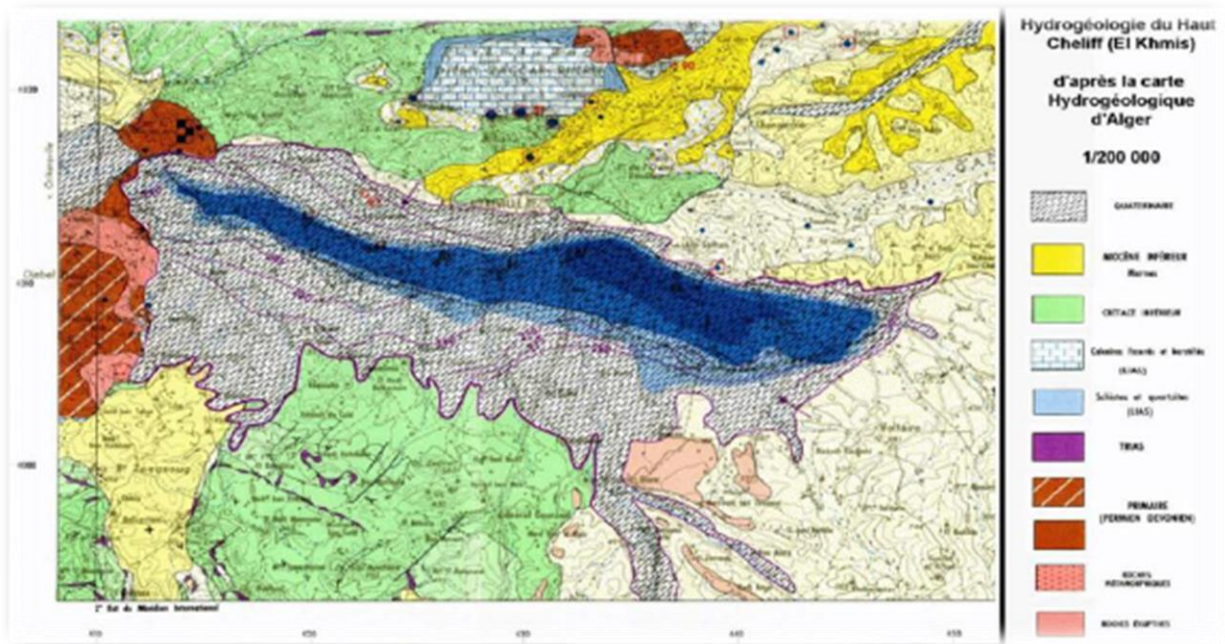


Figure 14: Extrait de la Carte Hydrogéologique d'Alger

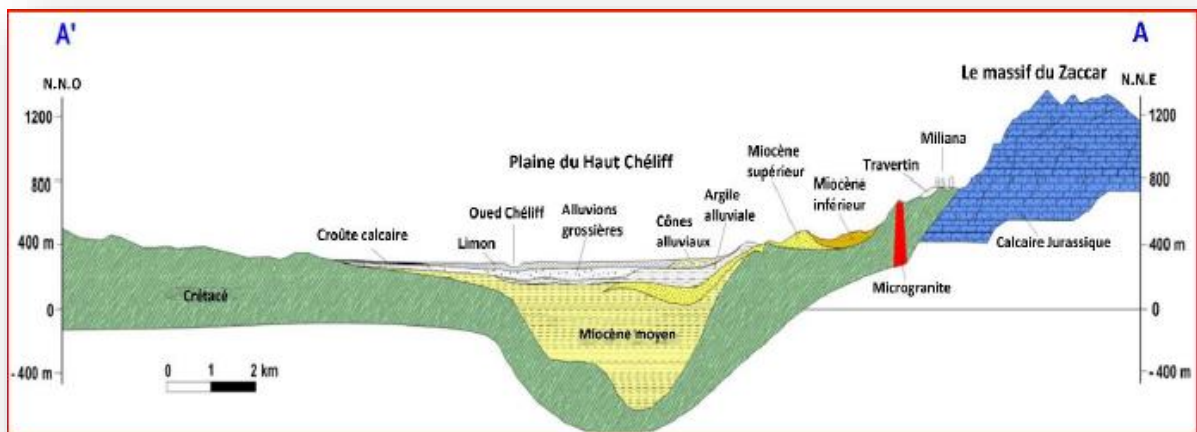


Figure 15: Coupe géologique A-A' de la plaine du Haut Cheliff (Perrodon 1957).

IV. Matériel et Méthode

IV.1 Collecte des données

Neuf stations pluviométriques ont été sélectionnées dans la zone d'étude, en respectant une certaine répartition géographique, convient notamment quand le réseau pluviométrique n'est pas homogène spatialement (pluviométrique distribués irrégulièrement), l'échantillonnage des précipitations a été fait au cours des années 1980-2017 assisté par l'équipe de l'ANRH de Blida. La disponibilité des précipitations et la mesure de la valeur exacte des précipitations idéales a une grande importance pour l'estimation de la recharge, cette estimation elle dépend de la densité et la répartition spatiale du réseau pluviométrique (Kumar and Krishna 2018).

Tableau 4 : Précipitations moyennes annuelles de chaque station

Station	P
Ain Sultan	398,05
Djénen Ben Oudah	419,95
Arib Chélif	394,1
Sidi Lakhedar	389,34
Ababsa	352,702
Khemis ANRH	418,67
Barrage de Harraza	374,92
Ain Defla	420,53
Sidi Mokrifi	362,87

IV.2 Détermination de la lame d'eau précipitée

IV.2.1 Calcul de la moyenne arithmétique

C'est la méthode la plus simple car comme son nom l'indique elle consiste à faire la somme des précipitations moyennes annuelles des stations par rapport à l'effectif des stations. Toutes les stations qu'elles soient à l'intérieur ou à la proximité de notre zone ont été prises en considération, la moyenne arithmétique s'exprime par la formule:

$$P_{moy} = \frac{\sum P_i}{n}$$

Matériel et Méthode

P_{moy} : Précipitation moyenne annuelle de chaque station mm/an.

P_i : Pluie moyenne annuelle de chaque années mm/an (1980-2017).

n : Nombre des années .

IV.2.2 Méthode de theissen

La méthode de theissen est la plus couramment utilisées, son application donne en général de bon résultats ,cette méthode ne tient compte que la distribution spatial en plan des station pluviométrique, elle netient compte ni de la topographie, ni d'autre facteurs qui pourraient influencer la distribution spatial de la pluie (Ahmed 2002).

Cette méthode permet d'estimer des valeurs ponderées ,en prenant en considération chaque station pluviométrique, elle effet chaque station pluviométrique une zone d'influence, les différentes zone d'influence sont déterminer par découpage géométrique pour la zone d'étude sur une carte topographique.

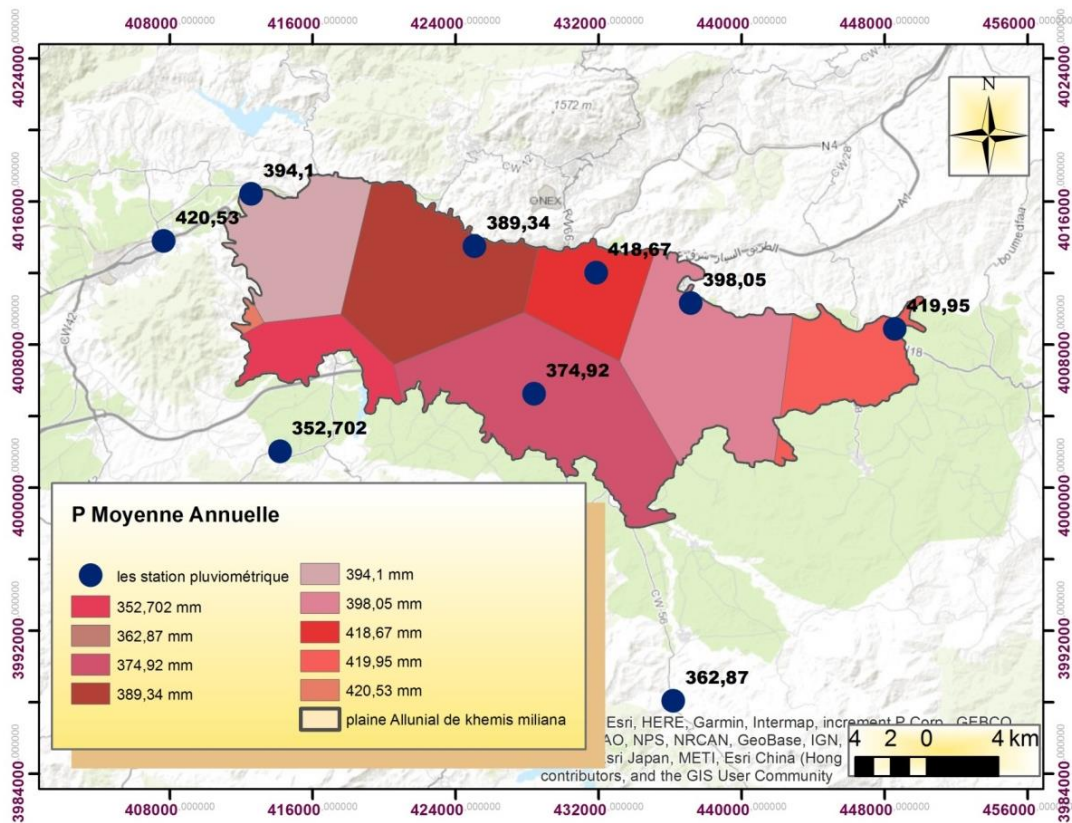


Figure 16: Carte de la répartition spatiale des précipitations moyennes annuelles

Nous avons utilisé le modale Analys Touts incluse sous ArcGIS pour la création des zone polygonales avec une attribution d'une valeur en mm pour chaque zone qui lui correspond,

Matériel et Méthode

chaque couleur montre la superficie de polygones sur la quelle tombe les précipitation qui ont déterminées chaque station pluviométrique correspondante voir figure (14).

La précipitation moyenne annuelle sur la zone s'écrit :

$$P_{moy} = \frac{\sum Si * Pi}{\sum Si}$$

Avec

P_{moy}: Précipitations moyenne annuelle.

P_i: Précipitations moyennes annuelles de chaque station.

S_i: Surface correspondante pour chaque polygone.

Tableau 5 : Les paramètres de polygone de Thiessen de chaque station

Station	S _i	P _i
Ababsa	22,49	352
Djemen-BenOudah	32,54	419
Arib chelif	46,52	394
Barrage Harraza	85,85	374
Khemis ANRH	31,12	418
Ain Sultain	70,66	398
Ain Defla	1,23	420
Sidi Lakhedar	68,83	389
Sidi Mokrif	0,05	362

P_{moy}= 392 mm/an

IV.3 Détermination de la recharge naturelle des eaux souterraine pour les trois méthodes

IV.3.1 Méthode dite Hydrologic Soil Group

La carte pédologique de la plaine alluviale d'Affreville (J.Boulaine ,1955) à été vectorisée sous la plateforme ArcGis dans le format .SHP. Un reclassement à été attribué à chaque type de sol de telle façon, que cette manipulation nous a permis à réduire le nombre de polygones typologiques du sol . Nous avons classé les types de sol ,en tenant compte que chaque sol représente un groupe hydrologique A-B-C-D. (sur la base des travaux de [The Natural Resources Conservation Service's \(NRCS\)](#)), la détermination de la recharge naturelle pour chaque groupe est estimée par les équations de Williams and Kissel, nous avons utilisé le

Matériel et Méthode

module Spatial Analyst de l'ArcGis 10.3, la couche thématique de la répartition spatiale de la recharge en mm/an est développée à l'aide de la méthode intersection incluse sous ArcGIS, la carte est générée sous un format Raster, pixelisé de 30 m en résolution spatiale format Raster, pixelisé de 30 m en résolution spatiale.

Tableau 6 : description des groupe

Groupe	La description
A	*Contient des sols ayant un taux d'infiltration élevé lorsqu'ils sont complètement mouillés et ont donc un faible potentiel de ruissellement.
B	*Infiltration modérée, potentiel de ruissellement faible.
C	* Infiltration lente et potentiel de ruissellement plus élevé.
D	*Répertorie les sols ayant un taux d'infiltration très lent et donc le plus haut potentiel de ruissellement.

IV.3.2 Méthode dite de Chloride Mass Balance

Les données utilisées dans cette méthode sont basées sur la précipitation moyenne annuelle pour la période qui s'étale de (1980-2017), la concentration des chlorures des précipitations en mg/L, la concentration des chlorures des eaux souterraines en mg/L.

Pour l'établissement de la carte de la répartition spatiale dans la région de ce paramètre, nous avons procédé à la réalisation de deux cartes et qui sont :

-Carte de la répartition spatiale des concentrations de chlorures des eaux souterraines de 31 points d'eau échantillonnés par la méthode de « IDW ».

Carte de la répartition spatiale des concentrations de chlorures des précipitations tombées dans notre secteur d'étude, pour l'établissement de cette carte, nous avons procédé à réaliser une campagne d'analyse hydro-chimique pour déterminer les concentrations des chlorures dans les précipitations, 15 points pluviométriques ont été analysés dans le laboratoire de « Chimie 3 » de l'université de Khemis Miliana durant les mois de Janvier et février des années 2014 et celle de 2013, période où les précipitations sont abondantes, en suivant le cycle pluviométrique de la région. L'échantillonnage a été basé sur un maillage qui recouvre presque toute la zone d'étude, avec une bonne répartition spatiale et une accessibilité facile durant les prélèvements.

Ces cartes sont évaluées individuellement, puis combinées en un système d'information géographique (SIG) pour créer une carte indiquant les zones les plus susceptibles de recharger des eaux souterraines basée sur la somme des classements cartographiques, la carte développée à l'aide de la méthode d'interpolation spatiale IDW incluse sous ArcGis.

IV.3.3 Méthode bilan hydrique

La méthode utilisée ici combine les données sur précipitations, la température

- Utilisent la méthode de thornthwaite pour déterminer l'évapotranspiration réelle et potentielle.
- Utilisent formule de thornthwaite pour déterminer le ruissellement.
- Utilisent l'équation de bilan hydrique simple pour déterminer la recharge.

IV.4 Cartographie de la recharge naturelle des eaux souterraine

Les données utilisées dans la réalisation des différentes cartes sont celle de la précipitation, le chlorure de concentration dans les précipitations, et le chlorure constant concentration des eaux souterraines.... ; les résultats des analyses ont été intégrés et distribués sur la couche représentant l'unité hydrogéologique de la région d'étude pour la réalisation de l'ensemble des cartes par la méthode d'interpolation par IDW (Inverse Distance Weighting) inclut sous la plateforme spatial Analys Tools.

Le fond des cartes de la zone d'étude a été préparé en utilisant le logiciel Arc Gis 10.3, le système de projection UTM a été utilisé pour localiser l'emplacement de chaque point de la station pluviométrique et les coordonnées ont été importées à la plateforme SIG pour la préparation du fond de carte.

V. Résultats et discussion

Dans la plaine alluviale de khemis Miliana, la recharge naturelle des eaux souterrains a été calculé et cartographie cas d'application 3 méthode basée sur les précipitations moyenne annuelle, de huit station pluviométrique situe dans la zone d'étude, mesure les précipitations relativement à une période d'observation qui s'étale du 1980 jusqu'à 2017.

V.1 Méthode Hydrologic soil Group

Les principaux types de sol de la zone étudiée sont le limon argileux, le sable dans les lits des cours d'eau, le limon sableux et l'argile (Voir figure 18). La majeure partie de la plaine est dominée par les groupes de sols suivants : A, A/B, B/ D, C, D.

Le sol limono-sableux est caractérisé par un taux d'infiltrabilité élevée et le sol sablonneux a un taux d'infiltration très élevé, tandis que le sol limono-argileux a été assigné à un faible taux d'infiltration, montrant un faible taux d'infiltrabilité, en raison de la proportion plus élevée d'argile.

D'après l'analyse de cette carte finale de recharge par la méthode HSG, La recharge nette annuelle moyenne des eaux souterraines dans la zone d'étude varie de 1 à 36 mm/an. Sur la base de ces estimations de recharge, la zone peut être divisée en six zones de recharge: (1) 1-5 mm/an localisée dans le Sud et le Sud-est et un peu dans le centre de la zone, elle représente 32.87 km² équivaut à 9.14 % de la superficie totale, (2) 5-10 mm/an se situent dans l'Ouest et le Nord-Ouest de la zone .Elle représente 19.12km², 5.32 % de la superficie totale. (3) Par contre la recharge comprise entre 10-15 mm/an est localisée dans le Nord et un peu dans le Nord-est et le Sud-est de la zone, elle représente 16.92 km² ce qui présente 4.71 % de la superficie totale. (4) la recharge de 15-20 mm/an est localisée dans le Sud, Nord-est, l'est et dans le Sud –Ouest de la zone, elle représente 76.36km² équivaut à 21.25 % de la superficie totale. Par ailleurs (5) 20-25 mm/an dans le Nord-Ouest, le Sud-ouest, elle représente 58.26 km², 16.21% de la superficie totale. Celle de (6) 25-36 mm/an, elle est localisée dans toute la partie centrale en suivant les lits des oueds, elle représente 155.71km², 43.34 % de la superficie totale. Comme le montre-la (figure 15).Il, ressort de cette analyse qu'un taux de recharge nette de 25 à 36 mm/an est dominant dans la plaine.

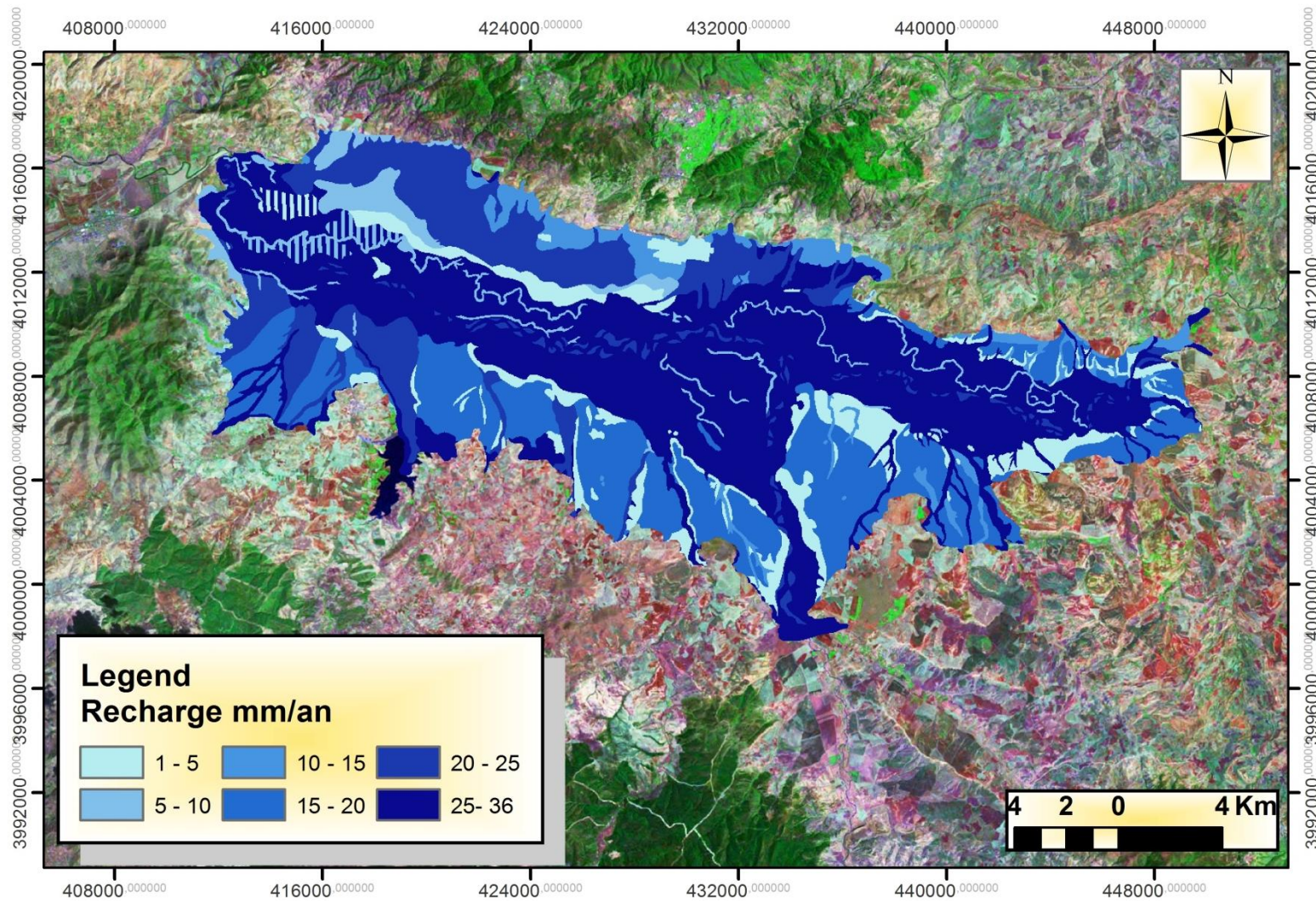


Figure 17 : Carte de la répartition spatiale de la recharge des eaux souterraines de la plaine de khemis Miliana par la méthode HSG

V.2 Méthode Chloride Mass Balance

L'analyse de la carte de recharge par la méthode CMB, montre que la recharge nette annuelle moyenne des eaux souterraines dans la zone d'étude varie de 1 à 41 mm/an. Sur la base de ces estimations de recharge, la zone peut être divisée en huit zones de recharge, une recharge plus élevée est observée dans la partie –Aval- vers l'ouest, la recharge est répartie plus ou moins comme suit :

Les valeurs plus élevées variées entre (35-41 mm/an) sont observées au Nord-Ouest de la plaine près de la ville d'Arib et près de Djebel Doui, par contre les plus faibles valeurs sont localisées au Nord et au Sud –Est et qui sont localisées près de la ville de khemis et sidi Lakhdar, il faut noter que la zone sud et nord-est est affectée à une très faible recharge près de la ville de Djendel et Djelida, par contre une faible recharge est localisée à l'Ouest.

Les fortes valeurs élevées de la recharge dans la partie occidentale de la plaine sont à l'origine à plusieurs facteurs et qui sont : la nature du type du sol, la remontée du substratum, les minces profondeurs d'eau souterraine etc.

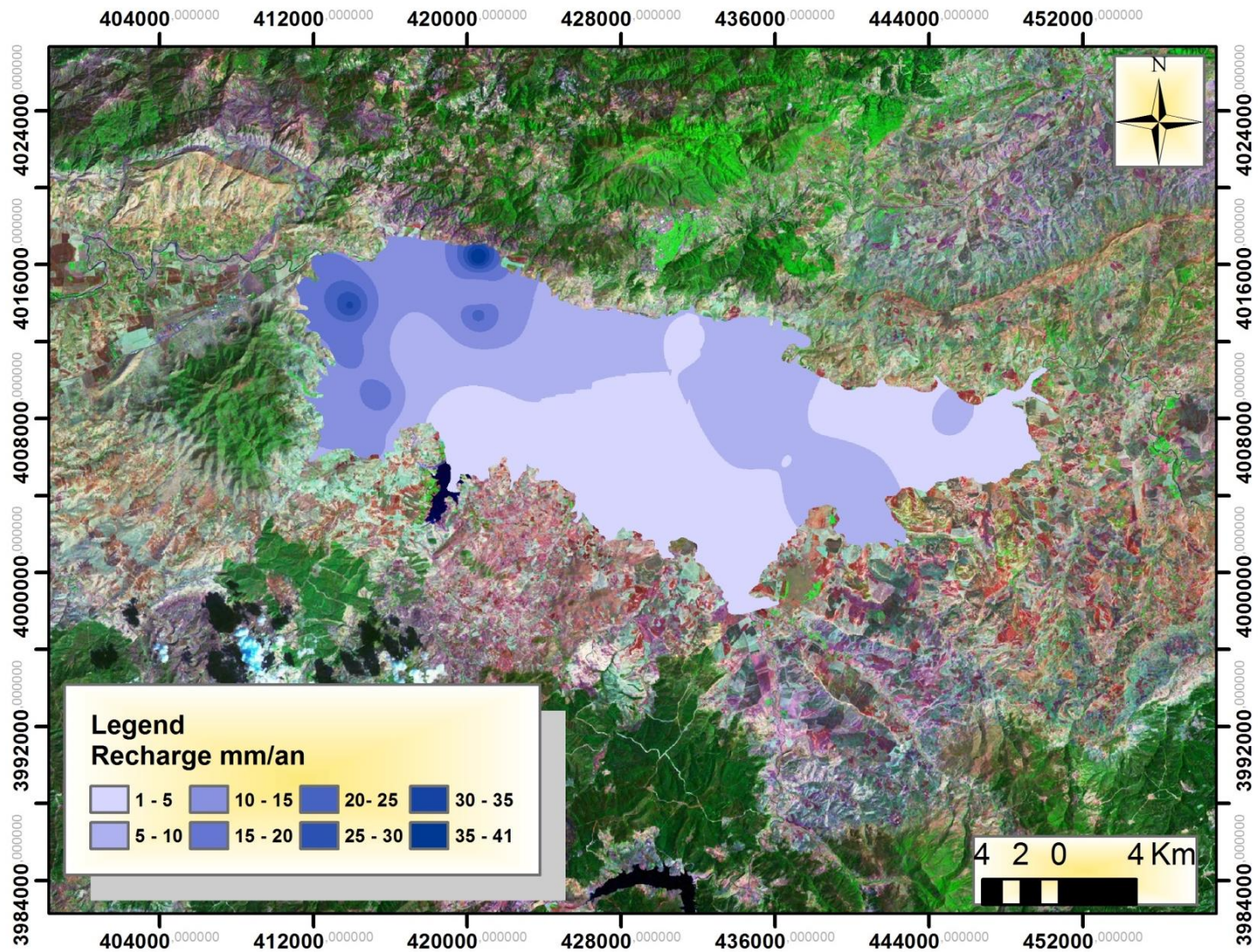


Figure 18 : Carte répartition de la recharge des eaux souterraines de la plaine de khemis Miliana par la méthode CMB

V.3 Bilan hydrique

Les données climatologiques que nous allons traiter relevées de l'ANRH de Blida. Sont réparties sur une période de 15 ans.

L'établissement du bilan hydrique d'une région donnée consiste à évaluer la répartition des précipitations reçues sur une surface entre les composantes: évapotranspiration réelle (ETR), ruissellement et infiltration.

Les résultats de l'ETP obtenus par la formule de Thornthwaite sont représentés dans le tableau. Les températures et les précipitations moyennes mensuelles sont calculées sur une période de 15 ans (2002 à 2017) de la station du khemis Miliana et barrage Harraza.

✓ Station de Khemis Miliana

Ainsi, l'évapotranspiration réelle annuelle est donc de 350.42 mm pour une pluie moyenne annuelle de 449.78 mm, elle correspond donc à 77.90 % des précipitations, le reste constitue l'excédent (199.37 mm) qui représente la quantité d'eau qui s'infiltré et/ou s'écoule dans les oueds selon la formule suivante : $WS = R + I$

Le ruissellement moyen annuel a été estimé grâce à la Formule de Tixeront-Berkaloff, il est égale à 30.39 mm soit 6.75% des précipitations annuelles. Donc l'infiltration d'après la formule suivante : $I = WS - R$

Elle Correspond donc à 68.97 mm environ 15.33 % des précipitations.

Résultats et Discussions

Tableau 7: Résultats du bilan hydrique selon la méthode de Thornthwaite (Station de khemis Miliana)

	<i>Sept</i>	<i>Oct</i>	<i>Nov</i>	<i>Déc</i>	<i>Janv</i>	<i>Fév</i>	<i>Mars</i>	<i>Avril</i>	<i>Mai</i>	<i>Juin</i>	<i>Juil</i>	<i>Aout</i>	<i>Annuelle</i>
<i>P</i> <i>(mm)</i>	15,74	37,8	62,03	62,09	68,71	63,31	61,01	36,41	22,83	11,31	1,59	6,96	449,78
<i>T C°</i>	24,72	20,95	14,67	11,11	10,6	11,59	13,82	17,6	21,52	26,85	30,37	29,02	
<i>K</i>	1,03	0,97	0,85	0,84	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,22	1,24	1,16	
<i>i</i>	11,24	8,75	5,10	3,35	3,12	3,57	4,66	6,72	9,12	12,74	15,36	14,33	98,07
<i>ETP</i> <i>(mm)</i>	111,6	74,64	31,31	17,41	16,36	19,21	33,49	58,52	98,47	156,88	205,8	175,2	998,9
<i>ETR</i> <i>(mm)</i>	15,74	37,8	31,31	17,41	16,36	19,21	33,49	58,52	98,47	13,56	1,59	6,96	350,42
<i>RFU</i> <i>(mm)</i>	0	0	30,72	75,4	100	100	100	77,89	2,25	0	0	0	
<i>Da</i> <i>(mm)</i>	95,86	36,84	0	0	0	0	0	0	0	143,32	204,21	168,24	648,47
<i>WS</i> <i>(mm)</i>	0	0	30,72	44,68	52,35	44,1	27,52	0	0	0	0	0	199,37

Résultats et Discussions

Tableau 8: Résultats du bilan hydrique selon la méthode de Thornthwaite (station de Harraza)

	<i>Sept</i>	<i>Oct</i>	<i>Nov</i>	<i>Déc</i>	<i>Janv</i>	<i>Fév</i>	<i>Mars</i>	<i>Avril</i>	<i>Mai</i>	<i>Juin</i>	<i>Juil</i>	<i>Aout</i>	<i>Annuelle</i>
<i>P</i> (mm)	20,01	32,63	51,93	50,63	54,31	52,83	52,73	36,49	23,43	10,68	0,55	6,21	392,43
<i>T C</i> [•]	25,45	21,27	13,96	10,39	9,56	10,46	13,17	16,20	20,82	26,53	29,89	29,14	
<i>K</i>	1,03	0,97	0,85	0,84	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,22	1,24	1,16	
<i>i</i>	11,75	8,95	4,73	3,03	2,67	3,06	4,33	5,93	8,67	12,51	14,99	14,42	95,04
<i>ETP</i> (mm)	120,60	79,03	29,56	16,11	14,10	16,50	31,86	51,25	94,42	155,38	200,98	178,53	988,31
<i>ETR</i> (mm)	20,01	32,63	29,56	16,11	14,1	16,5	31,86	51,25	92,42	24,93	0,55	6,21	336,13
<i>RFU</i> (mm)	0,00	0,00	22,36	34,52	100	100	100	85,24	14,25	0,00	0,00	0,00	
<i>Da</i> (mm)	100,59	46,40	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,00	130,45	200,43	172,32	652,18
<i>WS</i> (mm)	0,00	0,00	22,36	34,52	42,22	36,34	20,88	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	156,32

Résultats et Discussions

✓ Station de Barrage Harraza

Ainsi, l'évapotranspiration réelle annuelle est donc de 336.13 mm pour une pluie moyenne annuelle de 392.43 mm, elle correspond donc à 85.65 % des précipitations, le reste constitue l'excédent (156.32 mm) qui représente la quantité d'eau qui s'infiltré et/ou s'écoule dans les oueds selon la formule suivante: $WS = R + I$

Le ruissellement moyen annuel a été estimé grâce à la Formule de Tixeront-Berkaloff, il est égale à 20.62 mm soit 5.25 % des précipitations annuelles. Donc l'infiltration d'après la formule suivante : $I = WS - R$

Elle Correspond donc à 35.7 mm environ 9.09 % des précipitations.

Il est à noter que cette valeur ne représente pas réellement l'infiltration dans tout la plaine, car son estimation est basée sur les données d'une deux station pluviométrique, qui est celle de Khemis Miliana et Harraza. Les mesures d'infiltration in situ, réparties sur toute la superficie de la plaine pourraient, nous donner une approche faible de ce paramètre.

VI. Conclusion Générale

Dans cette étude, une approche méthodologique cartographique a été proposée pour l'estimation de la recharge des eaux souterraines en s'articulant sur les SIG et l'analyse spatiale. L'objectif de cette approche est d'évaluer la recharge nette des eaux souterraines d'un système aquifère alluvionnaire dans la plaine semi-aride de Khemis Miliana, dans le Nord de l'Algérie. Des données hydro-climatologiques, hydrogéologiques, hydro-chimiques, pédologiques, ont été utilisées pour préparer les cartes de la recharge nette, pour cela nous avons opté pour trois méthodes d'estimation : la méthode CMB, celle de HSG (Hydrologic Soil Groups) et le Bilan hydrique. Les cartes géo-spatiales de la répartition de la recharge nette des deux premières méthodes ont été générées dans la plateforme Arc GIS.

L'analyse de la carte de la recharge établie par la méthode CMB a montré que la recharge est comprise en 1-41 mm/an, les recharges les plus élevées sont spatialement distribuées dans l'aval avec des intervalles 25-30 mm, 30-35mm et 35-41 mm soit un total de 87225 m³/an, ce qui correspond à une aire d'alimentation d'une surface de 2,88 km², environ 25% de la pluviométrie moyenne annuelle, cependant. Il existe des variations spatiales importantes dans les taux de recharge, ou les faibles recharges inférieures à 25 mm/an et qui sont localisées dans la partie centrale et l'amont.

L'analyse de la carte de la recharge établie par la méthode HSG a montré que la recharge oscille de 1 à 36 mm/an, les recharges les plus élevées sont spatialement distribuées dans toute la partie centrale en suivant les lits des oueds, avec un intervalle de 25-36 mm, soit un total de 4749155 m³/an, ce qui correspond à une aire d'alimentation d'une surface de 155,71 km², environ 8 % de la pluviométrie moyenne annuelle.

L'estimation de la recharge nette par la méthode du bilan hydrique, basée sur les données hydro-climatologiques a montré une recharge moyenne surestimée de 51 mm/an.

D'après les résultats de trois méthodes, les recharges estimées par la méthode CMB sont plus élevées dans la partie – Aval- vers l'ouest, les fortes valeurs élevées de la recharge sont localisées dans la partie occidentale de la plaine, le taux élevé est à l'origine de plusieurs facteurs et qui sont : la nature du type du sol, la remontée du substratum, les minces profondeurs d'eau souterraine. Par contre dans le HSG les recharges les plus fortes sont localisées dans toute la partie centrale en suivant les lits des oueds, à cause de la présence des sables et des formations perméables. Tandis que les recharges estimées par le bilan hydrique sont ponctuelles et exagérées et ne couvrent pas toute la plaine.

Conclusion Générale

L'étude a également montré que toutes les méthodes d'estimation de la recharge utilisées dans l'étude présentaient la faiblesse d'une dépendance excessive à un paramètre critique. Les résultats de ces méthodes indiquent que ces méthodes sont applicables lorsque toutes les hypothèses nécessaires à leur application réussie sont suivies.

VII. Références Bibliographique

- **Ahmed, A. E. S. (2002).** "Initiation à l'hydrologie de surface." Editions Distribution HOUMA, Alger: 12-17.
- **Aishlin, P. S. (2006).** Groundwater recharge estimation using chloride mass balance, Dry Creek Experimental Watershed, Boise State University.
- **Ait El Mekki, O., et al. (2017).** "Estimate of regional groundwater recharge rate in the Central Haouz Plain, Morocco, using the chloride mass balance method and a geographical information system." Applied Water Science**7**(4): 1679-1688.
- **Anane, M., et al. (2013).** "GIS-based DRASTIC, Pesticide DRASTIC and the Susceptibility Index (SI): comparative study for evaluation of pollution potential in the Nabeul-Hammamet shallow aquifer, Tunisia." Hydrogeology Journal**21**(3): 715-731.
- **Balek, J. (1988).** Groundwater Recharge Concepts. Estimation of Natural Groundwater Recharge. I. Simmers. Dordrecht, Springer Netherlands: 3-9.
- **Bouderbala, A. (2017).** "Assessment of water quality index for the groundwater in the upper Cheliff plain, Algeria." Journal of the Geological Society of India**90**(3): 347-356.
- **Bouderbala, A. and B. Y. Gharbi (2017).** "Hydrogeochemical characterization and groundwater quality assessment in the intensive agricultural zone of the Upper Cheliff plain, Algeria." Environmental Earth Sciences**76**(21): 744.
- **Boulaine, J. (1957).** "Les sols des plaines du Cheliff." Th Doct, Alger.
- **Braun, G. M., et al. (2003).** "A geographic information systems methodology for the identification of groundwater recharge areas in Waukesha County, Wisconsin." Environmental & Engineering Geoscience**9**(3): 267-278.
- **De Vries, J. J. and I. Simmers (2002).** "Groundwater recharge: an overview of processes and challenges." Hydrogeology journal**10**(1): 5-17.
- **Debieche, T. H. (2002).** Evolution de la qualité des eaux (salinité, azote et métaux lourds) sous l'effet de la pollution saline, agricole et industrielle: application à la basse plaine de la Seybouse Nord-Est algérien, Besançon.
- **Healy, R. W. (2010).** Estimating groundwater recharge, Cambridge University Press.
- **Healy, R. W. and P. G. Cook (2002).** "Using groundwater levels to estimate recharge." Hydrogeology journal**10**(1): 91-109.
- **Huet, M. (2015).** Comparaison de méthodes d'estimation de la recharge des aquifères: exemple de la région Charlevoix-Haute-Côte-Nord, Université du Québec à Chicoutimi.

Référence Bibliographique

- **IKHLEF, S. (2006).** "ETUDE DE LA POLLUTION DE LA NAPPE ALLUVIALE DE HAUT CHELIFF PAR LES NITRATES."
- **KARAHACANE, H., et al. 2001** "Estimation de l'occurrence des pluies horaires dans la plaine du Haut Cheliff."
- **Kumar, A. and A. P. Krishna (2018).** "Assessment of groundwater potential zones in coal mining impacted hard-rock terrain of India by integrating geospatial and analytic hierarchy process (AHP) approach." Geocarto International**33**(2): 105-129.
- **Marei, A., et al. (2010).** "Estimating groundwater recharge using the chloride mass-balance method in the West Bank, Palestine." Hydrological Sciences Journal**55**(5): 780-791.
- **Milville, F. and D. Thiery (1990).** "Evaluation of natural recharge to aquifers in the Sudan-Sahel climate using global hydrological modelling: application to ten sites in Burkina Faso AU - FILIPPI, C." Hydrological Sciences Journal**35**(1): 29-48.
- **Monfet, J. (1979).** Évaluation du coefficient de ruissellement à l'aide de la méthode SCS modifiée, Gouvernement du Québec, Ministère des Richesses naturelles, Service de l ...
- **Mutoti, M. I. (2015).** "Estimating groundwater recharge using chloride mass balance in the upper Berg River catchment, South Africa."
- **Neilsen, R. D. and A. T. Hjelmfelt (1998).** "Hydrologic soil group assignment." Proceedings of Water Resources Engineering: 1297-1302.
- **NRCS, U. (2004).** "National Engineering Handbook: Part 630—Hydrology." USDA Soil Conservation Service: Washington, DC, USA.
- **Perrodon, A. (1957).** Etude géologique des bassins néogènes sublittoraux de l'Algérie occidentale.
- **Qablawi, B. (2016).** "A Comparison of Four Methods to Estimate Groundwater Recharge for Northeastern South Dakota."
- **Scanlon, B. R., et al. (2002).** "Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge." Hydrogeology Journal**10**(1): 18-39.
- **Scozzafava, M. and M. Tallini (2001).** "Net infiltration in the Gran Sasso Massif of central Italy using the Thornthwaite water budget and curve-number method." Hydrogeology Journal**9**(5): 461-475.
- Ting, C.-S., et al. (1998). "Estimation of groundwater recharge using the chloride mass-balance method, Pingtung Plain, Taiwan." Hydrogeology journal**6**(2): 282-292.
- **Wang, L., et al. (2010).** "A literature review of recharge estimation and groundwater resource assessment in Africa."
- **Wood, W. W. and W. E. Sanford (1995).** "Chemical and isotopic methods for quantifying ground-water recharge in a regional, semiarid environment." Groundwater**33**(3): 458-468.

Référence Bibliographique

- **Yin, L., et al. (2011).** "Groundwater-recharge estimation in the Ordos Plateau, China: comparison of methods." Hydrogeology Journal**19(8):** 1563-1575.

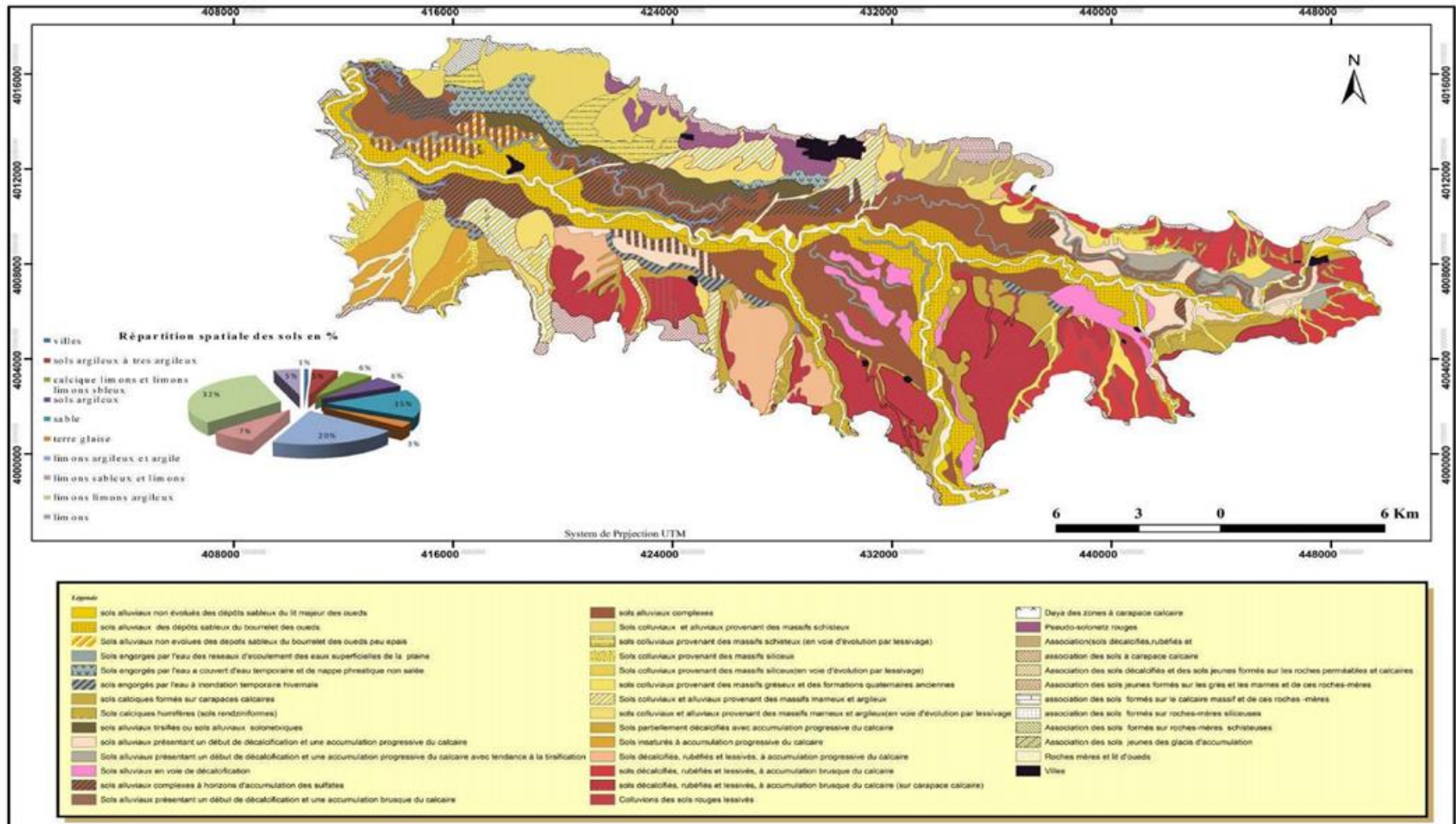


Figure 19 : Carte pédologique vectorisée de la plaine alluviale de Khemis Miliana.

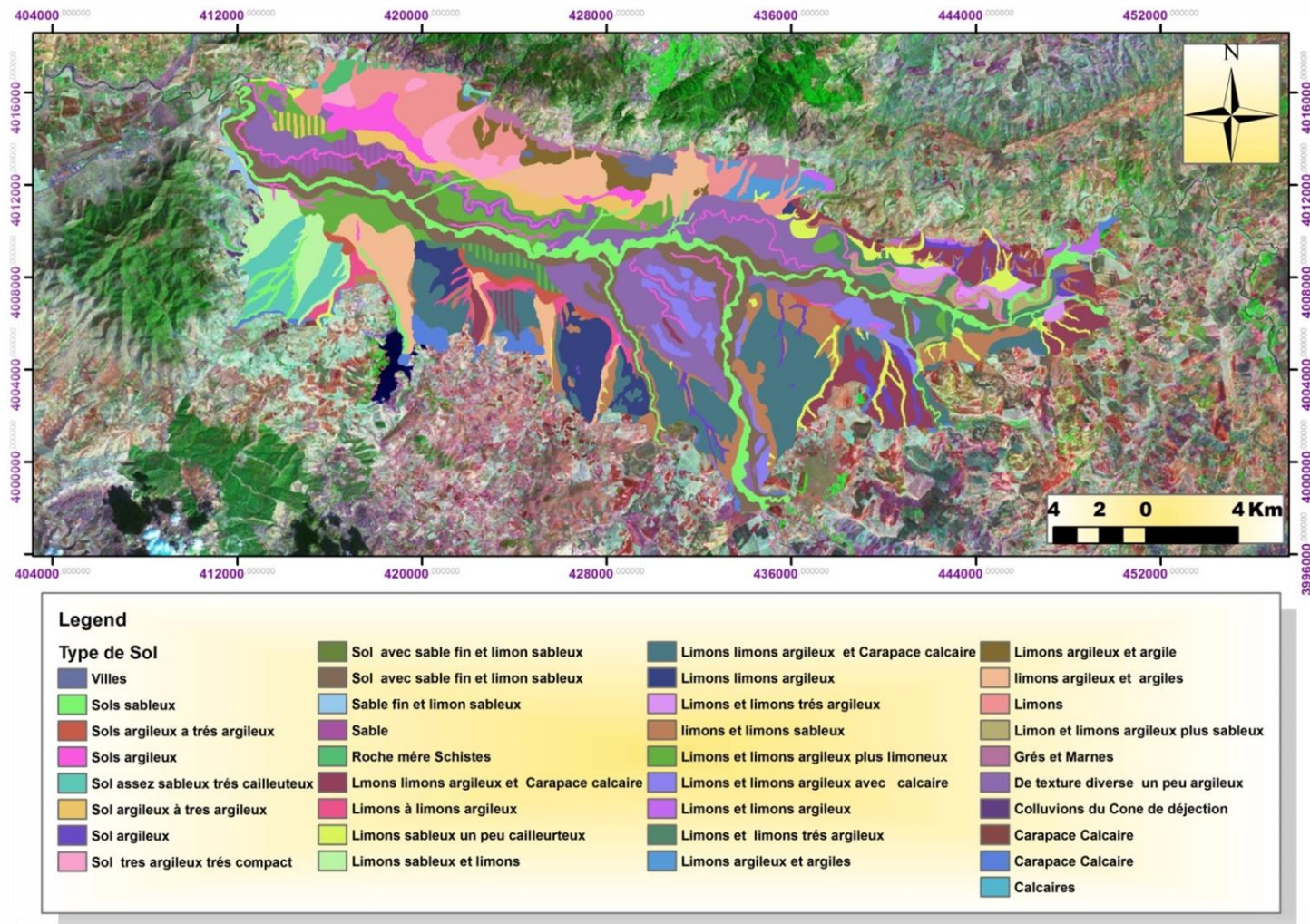


Figure 20: Carte de la répartition spatiale des types du sol de la plaine alluviale de Khemis Miliana

