

Évaluation des eaux souterraines : application de la géochimie pour une étude de cas dans le périmètre irrigué de Djirataoua, Sud-Est Niger

**Boukari ISSOUFOU OUSMANE^{1*}, Maman Sani ABDOU BABAYE², Yahaya NAZOU MOU¹,
Guillaume FAVREAU^{3,4}, Rabilou ABDOU MAHAMAN¹
et Mahaman Salifou ISSOUFOU ABOUBACAR¹**

*¹ Université Abdou Moumouni de Niamey, Faculté des Sciences et Techniques,
Département de Géologie, Niger*

*² Université Dan Dicko Dankoulodo de Maradi, Unité Mixte de Recherche-Science de l'Eau, Ressources
Minières, Usages et Gestion (UMR-SERMUG), Faculté des Sciences et Techniques,
Département de Géologie, Niger*

³ Institut de Recherche pour le Développement (IRD), 276 Avenue de Maradi, BP 11416, Niamey, Niger

*⁴ Université Grenoble Alpes (UGA), Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE), Institut de Recherche
pour le Développement (IRD), Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS), Institut National
Polytechnique (INP), Grenoble, France*

(Reçu le 28 Octobre 2021 ; Accepté le 03 Janvier 2022)

* Correspondance, courriel : boukari086@gmail.com

Résumé

Cet article présente une approche hydrogéochimique pour déterminer les effets de l'irrigation sur les eaux souterraines du bassin transfrontalier du Goulbi de Maradi au sens large, et en particulier du périmètre irrigué de Djirataoua, de 1980 à 2015. Pour cette étude, vingt (20) échantillons d'eau prélevés dans les forages d'irrigation ont été analysés à l'aide de la méthode de titrimétrie, de spectrophotométrie à l'aide du spectrophotomètre HACH 2800 et de photométrie à l'aide du photomètre à flamme 410. Les propriétés physico-chimiques in situ, telles que la conductivité, le pH et la température, ont été déterminées à l'aide d'un appareil multi paramètres. Les résultats analytiques reportés sur le diagramme de Piper indiquent que les échantillons appartiennent au faciès bicarbonaté sodique à 95 %. De plus, en utilisant le diagramme de Gibbs, les résultats de l'analyse en composantes principales (ACP) et les rapports ioniques déterminés montrent que la minéralisation de l'eau résulte principalement du mécanisme d'échange d'ions. Conjointement, les données sur le taux d'adsorption de sodium (SAR), le carbonate de sodium résiduel (RSC) et le pourcentage de sodium (% Na) montrent que les eaux sont de bonne à excellente qualité pour l'irrigation et qu'elles peuvent ne pas causer de salinisation potentielle du sol. Ainsi, globalement, cette étude montre que les activités d'irrigation n'ont pas conduit à la contamination des eaux souterraines de la zone étudiée.

Mots-clés : *Goulbi de Maradi, irrigation, hydrogéochimie, semi-aride.*

Abstract

Groundwater assessment: application of geochemistry for a case study in the irrigated perimeter of Djirataoua, South-East Niger

This paper presents a hydro-geochemical approach to determine the irrigation effects on groundwaters in the transboundary basin of the Goulbi de Maradi at large, and, in particular, the Djirataoua irrigation area, from 1980 to 2015. For this study, twenty (20) water samples collected from the irrigation-drilled boreholes were analyzed using the method of titrimetry, spectrophotometry using the HACH 2800 spectrophotometer, and photometric using the flame photometer 410. The in-situ physicochemical properties, such as conductivity, pH, and temperature, were determined using a multi-task device. Using the Piper diagram, the analytical results indicate that 95 % of the samples represent the sodium bicarbonate facies. Moreover, using the Gibbs diagram, the results of principal component analysis (PCA) and determined ionic ratios show that water mineralization dominantly results due to the ion exchange mechanism. Conjointly, the sodium adsorption ratio (SAR), residual sodium carbonate (RSC), and percentage of sodium (% Na) data show that the waters are of good to excellent quality for irrigation, and they may not cause any potential soil salinization. Therefore, globally, this study shows that irrigation activities have not led to the contamination of groundwaters in the studied area.

Keywords : *Goulbi de Maradi, irrigation, hydrochemistry, semi-arid.*

1. Introduction

Les zones semi-arides de l'Afrique Sub-Saharienne sont caractérisées par une demande évaporatoire importante et un contraste élevé de température [1]. Les ressources en eau de surface sont limitées de façon saisonnière et inégalement réparties dans l'espace [2, 3]. D'autre part, la population s'accroît rapidement avec un taux d'accroissement d'environ 3 % par an [4, 5]. Quant aux systèmes agraires, ils sont basés sur l'agriculture pluviale de subsistance et l'élevage extensif, tous soumis aux extrêmes pluviométriques d'un climat aride [6, 7]. En années de sécheresse, le déficit de production agricole entraîne des crises alimentaires qui peuvent engendrer des famines [8, 9]. Ainsi, l'atteinte de l'autosuffisance alimentaire et l'augmentation des revenus agricoles sont des préoccupations majeures dans la réalisation des stratégies de développement. Dans ces zones, la ressource en eau souterraine constitue la principale source fiable tout au long de l'année avec un volume important stocké dans des aquifères sédimentaires régionaux [10, 11]. Utilisée majoritairement comme source d'eau disponible pour assurer l'approvisionnement en eau des communautés [12], cette ressource devrait également être utilisée pour promouvoir le développement des cultures irriguées [7, 13]. En plus, les eaux souterraines jouent un rôle fondamental dans le maintien et la restauration des écosystèmes, et pour l'adaptation des populations à la variabilité climatique [14]. Dans les zones semi arides, pour lutter contre l'insécurité alimentaire, réduire la pauvreté des populations et s'adapter à la variabilité climatique, l'irrigation basée sur les eaux souterraines constitue l'une des meilleurs solutions [7, 15]. En ce sens, au Niger, le développement de l'irrigation a commencé dès le début des années 1960 à travers la réalisation des aménagements dans la vallée du fleuve Niger avec comme source d'approvisionnement les eaux de surface du fleuve [7, 16]. Pour assurer une production locale et accroître les revenus en milieu rural, d'autres aménagements hydro-agricoles ont été réalisés dont celui de Djirataoua (zone d'étude). Avec un pompage intensif opéré tous les mois de l'année, l'approvisionnement en eau de l'aménagement de Djirataoua est assuré à partir des eaux souterraines peu profondes contenues dans l'aquifère alluvial de la vallée du Goulbi de Maradi. Cependant, des études n'ont été réalisées pour évaluer la durabilité des eaux souterraines sur le plan qualitatif et quantitatif depuis la mise en service de cet aménagement en 1980. Cette

étude, basée sur l'approche hydrogéochimique, s'inscrit dans ce cadre et évalue 35 ans (1980 - 2015) d'exploitation des eaux souterraines. Cette étude a pour objectifs : la caractérisation des propriétés physiques et chimiques des eaux (1), la détermination des processus contrôlant la minéralisation des eaux (2), et évaluation de l'aptitude des eaux à l'irrigation (3).

2. Matériel et méthodes

2-1. Description de la zone d'étude

La zone d'étude est située, dans la partie sud-est de la République du Niger (*Figure 1a*), dans la partie centrale du bassin hydrologique transfrontalier de la rivière du Goulbi de Maradi (GM) (*Figure 1b*). C'est un périmètre irrigué de 522 hectares soit 5,22 km² situé le long de la rivière GM (*Figure 1c*), à environ 7 km au sud de Maradi, la troisième plus grande ville et capitale économique du Niger. Basée sur l'eau souterraine, l'irrigation est pratiquée tous les mois de l'année sauf juillet et août pour les années relativement humides. Le contexte humain est constitué d'une population galopante avec un taux d'accroissement de 3,7 %, l'un des plus élevés au monde [4, 5].

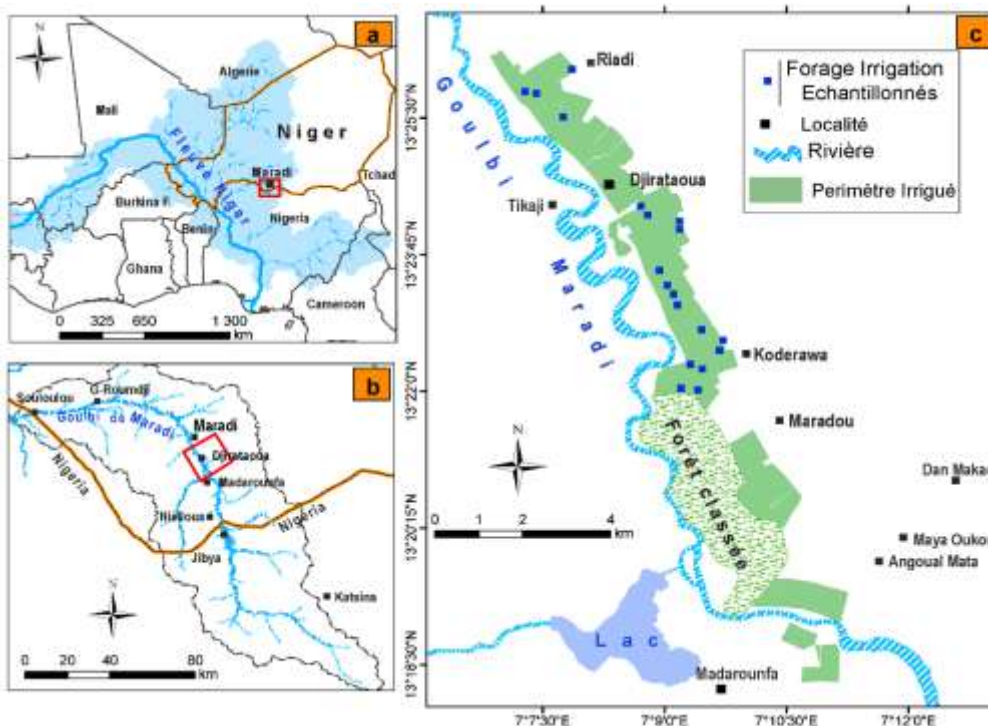


Figure 1 : Localisation de la zone d'étude

Le climat est semi-aride, caractérisé par une seule saison des pluies de courte durée (juin au début octobre), contrôlée par la mousson (chaud et humide) venant de l'océan Atlantique; et une longue période sèche de novembre à mai régie par l'harmattan (sec et très chaud) venant du désert du Sahara [17]. En outre, les mois juillet et août sont les plus humides et reçoivent environ 300 mm soit 65 % de la pluie annuelle (*Figure 2a*). La pluviométrie annuelle mesurée à la station de Maradi Aéroport de 1960 à 2014 varie de 300 à 650 mm, soit une moyenne interannuelle 500 mm/an avec un écart type de 120 mm (*Figure 2b*). Les températures moyennes ambiantes de l'air varient de 15 à 40 °C pour les périodes de basse et haute température,

respectivement (**Figure 2a**); l'évapotranspiration potentielle est en moyenne 2000 mm par an. L'agriculture et l'élevage constituent les principales activités économiques de la population. La production vivrière de base repose sur le système de cultures pluviales pratiquées sur des sols sableux. Quant aux cultures irriguées, elles sont pratiquées dans des vallées et bas-fond. L'élevage est de type extensif pratiqué par la population sédentaire, les agropasteurs et les transhumants. Le réseau hydrographique se représente principalement par la rivière GM. Elle prend sa source au nord du Nigeria dans les massifs de Zamfara, sous le nom de *Gada River*, et parcourt 120 km dans le territoire du Niger. C'est une rivière saisonnière, de juillet à octobre, et ses écoulements dépendent des précipitations locales et des lâchers du barrage de Jibya au Nigeria dans la partie amont.

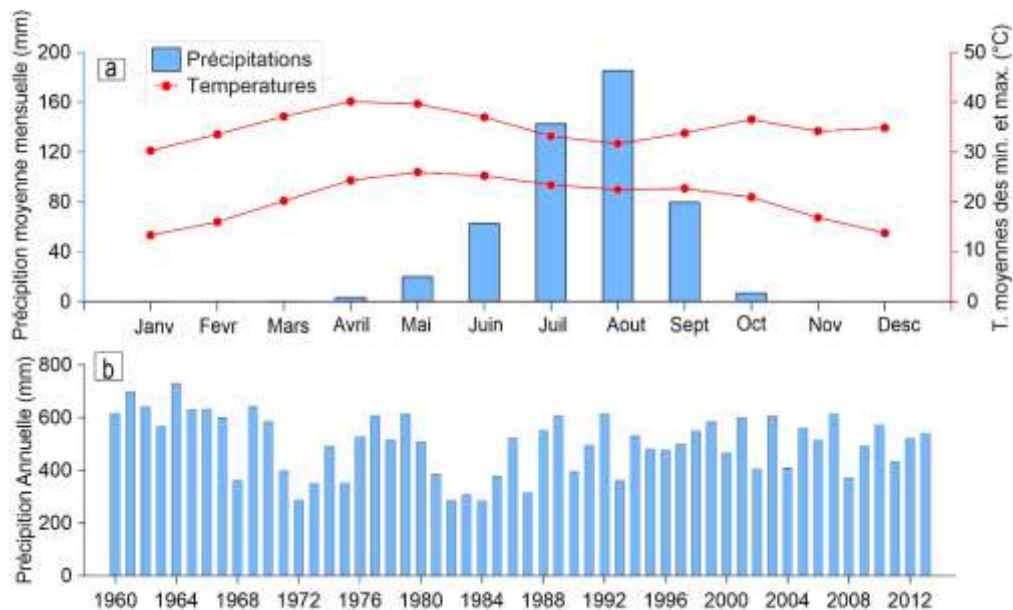


Figure 2 : *Température et précipitations mensuelles (a), Pluviométrie interannuelle à la station de Maradi aéroport (b)*

Géologiquement, la zone est composée de deux unités sédimentaires: le Quaternaire constitué des dépôts alluvionnaires et éoliens, et le Secondaire représenté par le Continental Hamadien (CH) du crétacé supérieur sous-jacent. Les dépôts alluvionnaires sont rencontrés dans la vallée du GM avec une épaisseur relativement plus petite variant de 0 à 30 m [18]. Rencontrés sur les plateaux, les dépôts éoliens sont constitués de sable rougeâtre peu argileux épais de 5 à 10 m au maximum. Le Continental Hamadien (CH) est constitué dans la zone d'étude des dépôts continentaux qui représentent l'équivalent latéral des dépôts marins formés au Crétacé supérieur. Dans le bassin du GM, particulièrement, les travaux de Issoufou Ousmane et al. [19] ont montré que le CH est composé de la série des sables à galets en amont, de la série d'argiles gréseuses en aval, et des grès de type Farak localisés à la base de l'ensemble. Hydrogéologiquement, l'aquifère alluvial a une profondeur variant de 8-13 m dans la zone d'étude et 4 - 7 et 6 - 18 m, respectivement dans la partie amont et aval du bassin du GM. Utilisé principalement pour l'irrigation et l'approvisionnement en eau des populations riveraines, l'aquifère alluvial est peu étendu dans la vallée (1,5 à 4 km). Inversement, l'aquifère du CH est d'extension régionale, entre le Niger, Nigeria, Benin et le Mali [20]. C'est un aquifère confiné sur sa majeure partie, mais dans la zone d'étude il est libre et peut être capté à l'aide des puits à une profondeur de 30 à 50 m selon la topographie. En plus, il a été rapporté que l'aquifère alluvial et le CH sont hydrauliquement interconnectés avec un niveau piézométrique commun dans le bassin du GM [18].

2-2. Échantillonnage de l'eau et analyse chimique

Dans le cadre de cette étude, 20 échantillons d'eau ont été prélevés dans des forages d'irrigation en juillet et octobre 2013 (*Figure 1c*). Afin d'assurer la représentativité des échantillons, l'eau a été prélevée pendant que les forages étaient pompés. Les mesures in situ de la conductivité électrique (CE), du potentiel hydrogène (pH) et de la température (T) ont été effectuées à l'aide d'un conductimètre multi paramètres. Avant de procéder à l'échantillonnage, des flacons en polyéthylène de 1.5 litre sont rincés trois fois à l'eau distillée et à l'eau pompée des forages. Pour limiter les réactions chimiques et les actions bactériennes, les échantillons ont été conservés au frais dans une glacière jusqu'à leur acheminement au laboratoire du Département de Géologie de l'Université Abdou Moumouni de Niamey, Niger. L'analyse chimique des ions Ca^{2+} , Mg^{2+} , Cl^- et HCO_3^- , a été faite par la méthode classique de titrimétrie. Les ions NO_3^- , NO_2^- , F^- , SO_4^{2-} , Cl^- et Fe^{2+} ont été déterminés par spectrophotométrie avec le spectrophotomètre HACH2800. Quant aux ions K^+ et Na^+ , leurs teneurs ont été déterminées par photométrie à l'aide d'un photomètre à flamme (410). La qualité des analyses a été vérifiée en calculant la balance ionique (BI), à travers *l'Equation 1* :

$$BI = (\sum \text{cations} - \sum \text{anions} / \sum \text{cations} + \sum \text{anions}) \times 100 \quad (1)$$

BI étant la balance ionique en (%), $\sum \text{cations}$ = somme des cations (meq/L), $\sum \text{anions}$ = somme des anions (meq/L)

2-3. Analyse des données

La méthode d'analyse des données implique l'identification des processus géochimiques contrôlant l'acquisition de la minéralisation des eaux. En ce sens, les résultats analytiques ont été reportés sur des diagrammes hydrochimiques de Piper et de Gibbs, et une analyse en composantes principales (ACP) a été réalisée. Les éléments chimiques concernant les cations Ca^{2+} , Mg^{2+} , ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) et les anions HCO_3^- , SO_4^{2-} et ($\text{Cl}^- + \text{NO}_3^-$) ont été représentés sur le diagramme de Piper afin d'identifier les faciès chimiques de l'eau. Le diagramme de Gibbs peut servir d'indice préliminaire pour mettre en évidence les principaux facteurs naturels contrôlant l'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines [21]. Les différents mécanismes identifiés sont les échanges eau/roche dont l'altération et le lessivage dans la zone non saturée, l'évaporation et l'eau dont la composition chimique est contrôlée par les précipitations atmosphériques. L'ACP est l'une des techniques statistiques multivariées les plus largement utilisées en hydrogéochimie [22]. C'est une approche quantitative qui permet de transformer un grand nombre de variables en un plus petit nombre de facteurs, détecter et identifier des groupes de variables d'origine bien corrélées [23]. L'ensemble de données des paramètres hydrochimiques incluant le pH, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , F^- , T, et CE ont été utilisés. La rotation normalisée de varimax a été utilisée pour identifier les facteurs qui contrôlent la plus grande variabilité; chaque variable est représentée par une valeur propre. Pour cette étude, l'ACP a été réalisée à l'aide du logiciel IBM SPSS (version 26).

2-4. Evaluation des eaux pour l'irrigation

Étant donné que la composition chimique de l'eau d'irrigation peut affecter à la fois le rendement agricole et les propriétés du sol, il est fondamental d'avoir une évaluation critique de la qualité de l'eau d'irrigation selon un certain nombre de rapports ioniques couramment utilisés. Dans le cadre de cette étude, la qualité de l'eau d'irrigation a été évaluée au moyen du taux d'adsorption de sodium (SAR) [24, 25], le pourcentage de sodium soluble (% Na) et le carbonate de sodium résiduel (RSC) [24, 26]. Tous ces paramètres sont calculés à l'aide

des *Equations* ci-dessous.

$$SAR = (Na^+) \times (Ca^{2+} + Mg^{2+} / 2)^{1/2} \quad (2)$$

$$\%Na = (Na^+ / Ca^{2+} + Mg^{2+} + Na^+) \quad (3)$$

$$RSC = (CO_3^{2-} + HCO_3^-) - (Ca^{2+} + Mg^{2+}) \quad (4)$$

Avec, SAR le taux d'adsorption de sodium (meq/L), RSC le carbonate de sodium résiduel (meq/L), Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , K^+ , HCO_3^- , CO_3^{2-} exprimés en (meq/L)

3. Résultats

3-1. Résultats analytiques et faciès chimiques des eaux

Le **Tableau 1** montre un résumé statistique des résultats d'analyse chimique des eaux souterraines dans la zone d'étude. La température de l'eau varie de 28 à 31 °C avec une valeur moyenne de 29°C et un écart type de 1,2 °C. Les eaux sont légèrement acides, avec des valeurs comprises entre 5,5 et 6,6 unités de pH. Les concentrations de solides dissous sont également faibles, représentées par des conductivités (CE) allant de 84,5 à 441 $\mu S/cm$; les valeurs moyennes et médianes sont de 202 et 189,5 $\mu S/cm$. La composition ionique (en mg/L) suit de façon générale l'ordre de décroissance: $Na^+ > Ca^{2+} > Mg^{2+} > K^+$ et $HCO_3^- > NO_3^- > Cl^- > SO_4^{2-} > F^-$, respectivement pour les cations et anions. Les principaux ions majeurs ont été représentés sur le diagramme de Piper (**Figure 3**) pour distinguer les faciès chimiques des eaux. Ainsi, deux types de faciès ont été identifiés à savoir le faciès bicarbonaté sodique pour 19 échantillons et le faciès bicarbonaté calcique pour un échantillon, soient 95 et 5 %, respectivement.

Tableau 1 : Résumé statistique des résultats analytiques d'échantillons d'eau souterraine (N = 20)

	Mesures terrain			Mesures du Laboratoire											
	T	pH	CE	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	F	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Fe ²⁺	F	NO ₂ ⁻
Min	28	5,5	84,5	4,8	02	11	01	36,6	0,01	05	01	6,6	0,01	0,01	0,00
Max	31	6,6	441	29,6	8,6	89	06	293	0,65	23	26	25,5	0,42		0,48
Moy.	29	5,9	202	15,2	3,78	35	3,8	117,7	0,36	12,6	9,9	14,5	0,06	0,36	0,04
Méd.	29	5,8	189,5	13,2	3,3	32	04	110	0,40	13	09	12,3	0,01	0,40	0,01
Ect.	1,4	0,3	80	7,4	1,5	16	1,2	57,6	0,18	3,7	3,9	6,94	5,58	0,10	0,18

Éléments chimiques (mg / L), conductivité électrique (CE) en ($\mu S / cm$), Température (T) en (°C)

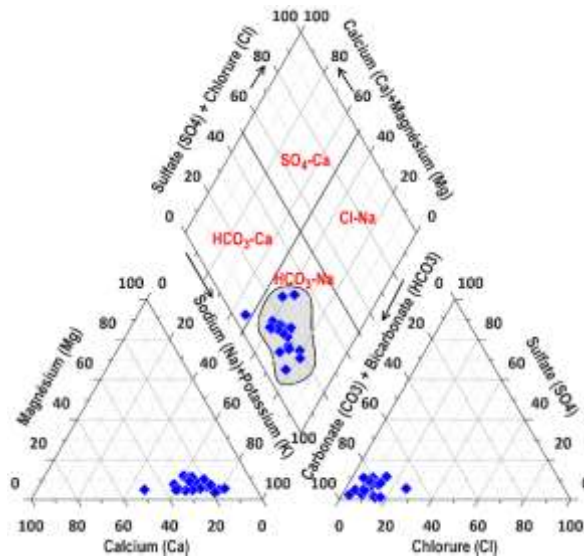


Figure 3 : Faciès chimiques (Diagrammes de Piper) des eaux échantillonnées

3-2. Mécanismes contrôlant la chimie des eaux souterraines de la zone d'étude

3-2-1. Facteurs naturels

Le Diagramme de Gibbs est largement utilisé en hydrogéochimie pour identifier les mécanismes naturels impliqués dans le processus de la minéralisation d'une eau souterraine [25]. Il est composé de deux diagrammes: un diagramme montrant les relations entre TDS vs $Na^+ + (Na^+ + Ca^{2+})$ et un autre diagramme mettant en relation TDS vs $Cl^- + (Cl^- + HCO_3^-)$. Pour cette étude, la **Figure 4** montre que 17 ou 85 % des échantillons sont situés dans les parties centrales des 2 diagrammes, où le processus géochimique est contrôlé par l'échange eau/roche, et 3 ou 15 % des échantillons sont situés dans le domaine à eaux de précipitations dominantes. Ceci suggère que le processus géochimique dans la zone d'étude est contrôlé par ces mécanismes. Cependant, selon [27], les diagrammes de Gibbs peuvent suggérer les origines naturelles des eaux, mais ils ne peuvent pas identifier les impacts d'activités humaines sur la qualité de l'eau. Ainsi, il est nécessaire d'utiliser des techniques complémentaires telles que l'analyse en composantes principales ou les rapports ioniques.

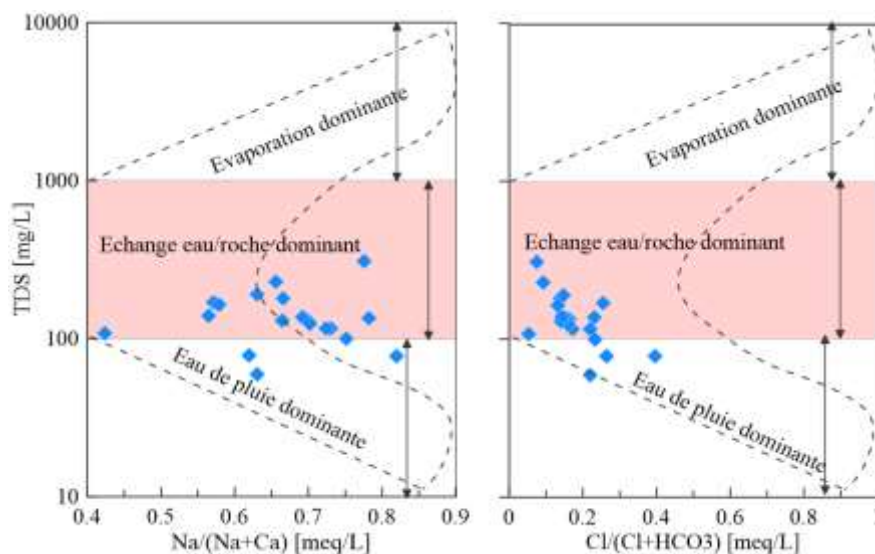


Figure 4 : diagramme de Gibbs pour les eaux souterraines dans zone d'étude

3-2-2. Analyse factorielle en Composante Principale (ACP)

L'analyse en ACP a été réalisée avec 12 variables suivantes: CE, HCO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , pH, F, NO_3^- , Cl, K^+ et T. Le **Tableau 2** présente les valeurs des facteurs générés à partir de ces variables. Il est composé de trois facteurs qui représentent 69,95 % de la variance totale de l'ensemble de données. Le facteur 1 (F1) est caractérisé par des charges positivement significatives pour la CE et les ions HCO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Mg^{2+} et Ca^{2+} . Il représente 37,25 % de la variance totale, soit une valeur propre de 4,47. Le facteur (F2) contribue pour 18,80 % de la variance totale pour une valeur propre de 2,26 et regroupe le pH et F. Avec une valeur propre de 1,67, le facteur (F3) est contrôlé par le NO_3^- et le Cl et représente 13,9 % de la variance totale. Ainsi, à partir de ces trois facteurs avec des charges factorielles différentes il est probable de supposer que trois contributions différentes sont impliquées dans la détermination de la composition chimique des eaux souterraines dans la zone d'étude. Etant donné que les eaux souterraines dans la zone d'étude sont majoritairement issues du mécanisme naturel échange eaux roche, les variables du F1 dominant peuvent résulter de ce mécanisme. La position des variables illustrée sur la **Figure 5** permet de constater que les variables se répartissent en 2 groupes bien définis. Le groupe 1 (en cercle en rouge) se rapporte aux variables HCO_3^- , SO_4^{2-} , Na^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} et CE, et pH et F. Ceci suggère que ces ions évoluent ensemble pour contrôler la minéralisation des eaux.

Tableau 2 : Matrice de composants de rotation varimax pour les variables physico-chimiques

Var.	CE	HCO_3^-	SO_4^{2-}	Na^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	pH	F	NO_3^-	Cl	K^+	T°C	V.exp (%)	VCum (%)
Fact.1	0,83	0,86	0,83	0,79	0,74	0,67	-0,12	0,32	-0,11	0,26	0,13	0,72	37,25	37,25
Fact.2	0,47	0,43	0,09	0,49	0,20	-0,04	0,88	0,73	0,08	-0,02	0,26	0,41	18,80	56,05
Fact.3	0,14	-0,18	0,45	0,02	-0,06	0,29	-0,15	0,29	0,87	0,66	0,03	0,08	13,90	69,95

Var : variables, V. exp : Variance exprimée en (%) et Vcum : variance Cumulée en (%)

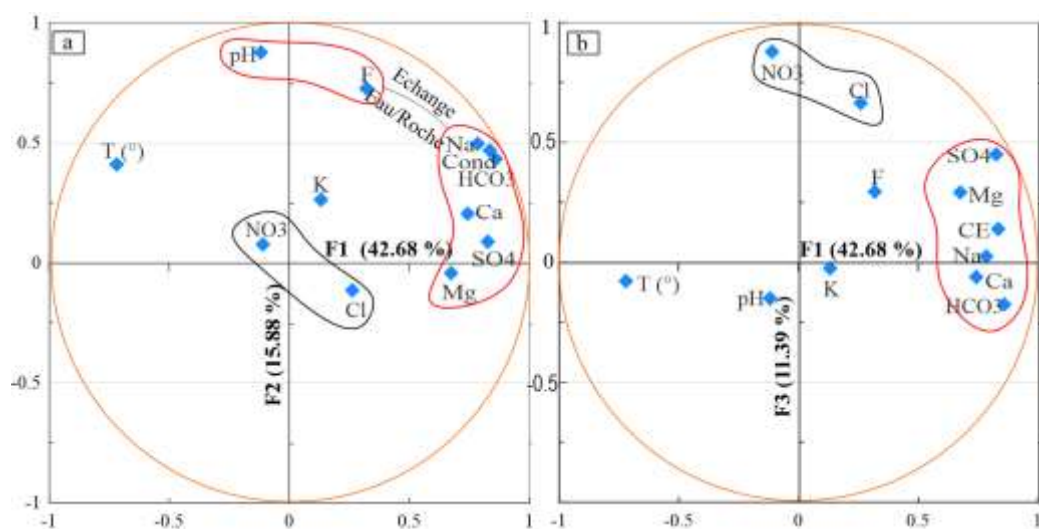


Figure 5 : Représentation des variables sur les plans factoriels F1 & F2 (a) et F1 & F3 (b)

3-2-3. Echange ionique

Afin de préciser l'origine probable de chaque élément majeur contribuant à la minéralisation des eaux souterraines, des relations entre les ions tels que $(\text{Na}^+, \text{K}^+)$ ou $(\text{Ca}^{2+}$ et $\text{Mg}^{2+})$ avec le Cl^- , HCO_3^- ou SO_4^{2-} sont fréquemment utilisées [10]. Pour évaluer l'origine géogénique des ions Na^+ et Cl^- dans les eaux souterraines, le diagramme $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ versus Cl^- est généralement utilisé [28]. Si la dissolution de la halite est le facteur important contrôlant la présence des ions Na^+ et Cl^- dans les eaux souterraines, les concentrations molaires de Na et Cl devraient être égales et le nuage de points doit s'aligner suivant la droite de pente 1:1. Cependant, la **Figure 6a** relative montre que les points se situent au-dessus de cette droite, ce qui suggère qu'il n'y a pas de dissolution de la halite. Le contrôle de la dissolution des minéraux carbonatés en ions dans les eaux souterraines peut être mis en évidence par les diagrammes $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ et (Ca^{2+}) versus (HCO_3^-) [10]. Logiquement, si la dissolution des minéraux carbonatés de type dolomite (CaMgCO_3) et calcite (CaCO_3) est responsable de l'acquisition des ions Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- dans la nappe, le nuage des points relatif aux deux diagrammes doit s'aligner suivant les lignes de pentes 1:1, 1:2 respectivement. Contrairement, la **Figure 6b** et **Figure 6c** montrent que les échantillons sont en dessous des lignes 1:1; certains échantillons sont proches des lignes 1:2. Ceci montre une dominance relative du HCO_3^- par rapport au Ca^{2+} et Mg^{2+} et suggère qu'une partie des échantillons peut être influencée par la dissolution des minéraux carbonatés. En outre, pour identifier l'occurrence des ions SO_4^{2-} et Ca^{2+} dans les eaux souterraines, le diagramme SO_4^{2-} versus Ca^{2+} peut être mis en œuvre [25]. Si la dissolution du gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) est responsable de ces ions, le nuage de point doit s'aligner le long de la droite d'équilibre de pente 1:1. Conséquemment, il a été observé que la majorité des échantillons ne sont pas sur cette droite (**Figure 6d**), suggérant ainsi que la dissolution de ce minéral n'est pas le processus responsable de la présence des ions SO_4^{2-} et Ca^{2+} dans les eaux. Pour démontrer si la dissolution ou précipitation de la Halite et du Gypse, et des minéraux carbonatés ne sont pas responsables de la présence des ions Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , SO_4^{2-} et Cl^- dans les eaux, les indices de saturation (IS) de ces minéraux ont été calculés [25]. Avec des valeurs négatives, le tracé de ces indices montre que les eaux sont sous saturées vis-à-vis des minéraux carbonatés de type calcite et dolomite (**Figure 7a**), et de la halite et du gypse (**Figure 7b**). Ce qui suggère l'absence de tous ces minéraux dans la zone étudiée. Par conséquent la chimie des eaux dans la zone d'étude est dominée par d'autres mécanismes.

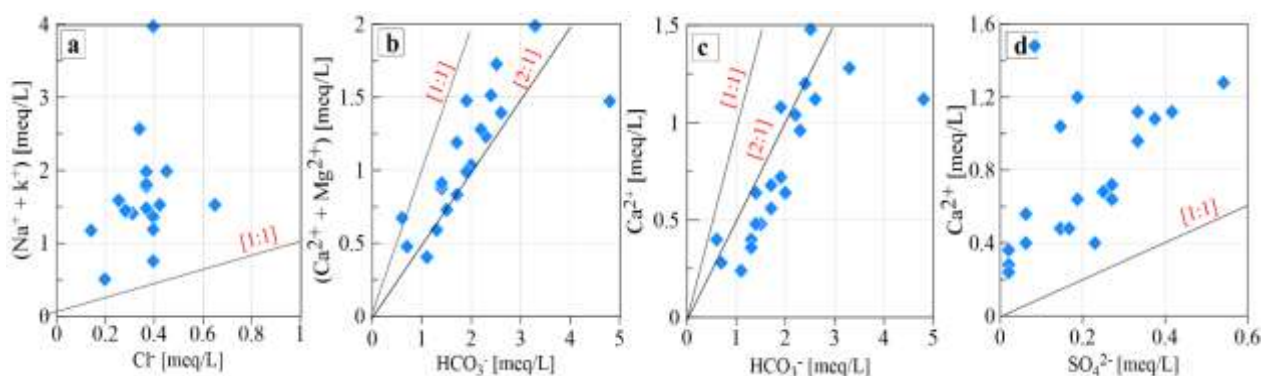


Figure 6 : Relation entre les ions majeurs: $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ vs. Cl^- (a), $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$ vs. (HCO_3^-) (b), (Ca^{2+}) vs. (HCO_3^-) (c), (Ca^{2+}) vs. (SO_4^{2-}) (d)

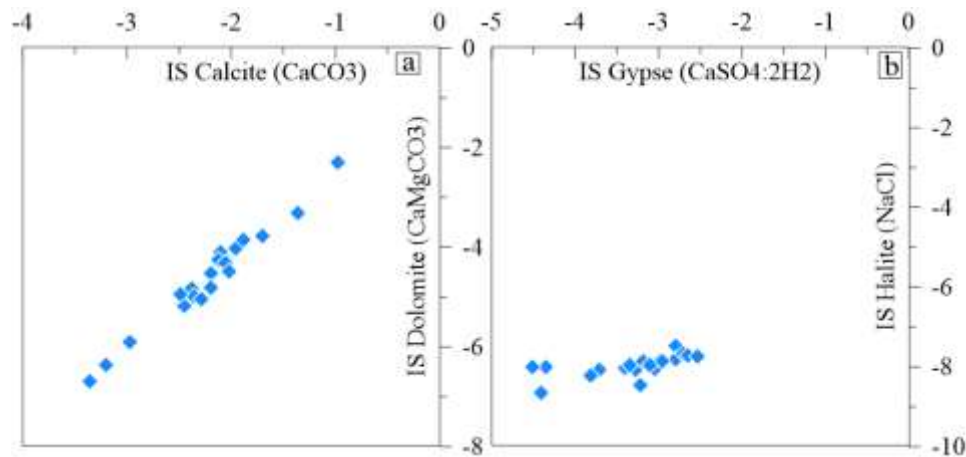


Figure 7 : Relation entre les indices de saturation: IS Dolomite vs. IS Calcite (a), IS Halite vs. IS Gypse (b)

La composition chimique des eaux souterraines peut être influencée par l'échange d'ions entre l'eau et la roche soit pendant le processus de recharge selon le mécanisme dominant, soit pendant la longue période de séjour de l'eau dans l'aquifère [29]. Les indices Chloro-Alcalins 1 et 2 (CAI-1 et CAI-2) calculés en appliquant les **Équations 6** et **7**, et le diagramme $[(Na^+ + K^+) - Cl^-]$ versus $[(Ca^{2+} + Mg^{2+}) - (HCO_3^- + SO_4^{2-})]$ peuvent être utilisés pour démontrer l'échange d'ions dans les eaux souterraines. Selon l'hypothèse de Schoeller, lorsque les valeurs de CAI 1 et 2 sont positives, la nappe s'enrichit en ions Ca^{2+} ou Mg^{2+} et libère les ions Na^+ ou K^+ dans la roche encaissante [27]. Inversement, lorsque les deux indices sont négatifs, Ca^{2+} ou Mg^{2+} de la nappe s'échangent contre Na^+ ou K^+ de la roche encaissante. Pour la zone d'étude, les valeurs de CAI 1 et 2 reportées sur la **Figure 8a** sont tous négatives, ce qui suggère un enrichissement des ions Na^+ dans la nappe.

$$CAI\ 1 = \frac{Cl^- - (Na^+ + K^+)}{Cl^-} \quad (6)$$

$$CAI\ 2 = \frac{(Cl^- - (Na^+ + K^+))}{(HCO_3^- + SO_4^{2-} + CO_3^{2-} + NO_3^-)} \quad (7)$$

Avec, Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Cl^- , SO_4^{2-} , NO_3^- exprimés en meq/L

La théorie de Fisher et Mullican est basée sur le principe selon lequel si l'échange d'ions est un processus important affectant la composition chimique de l'eau, le nuage des points du diagramme $[(Na^+ + K^+) - Cl^-]$ versus $[(Ca^{2+} + Mg^{2+}) - (HCO_3^- + SO_4^{2-})]$ doit s'aligner le long de la droite de pente -1 [21, 24, 32]. La **Figure 8a** montre que tous les points sont alignés le long de cette droite avec un coefficient de corrélation de 0,95. Ainsi, l'échange ionique est important dans la zone d'étude.

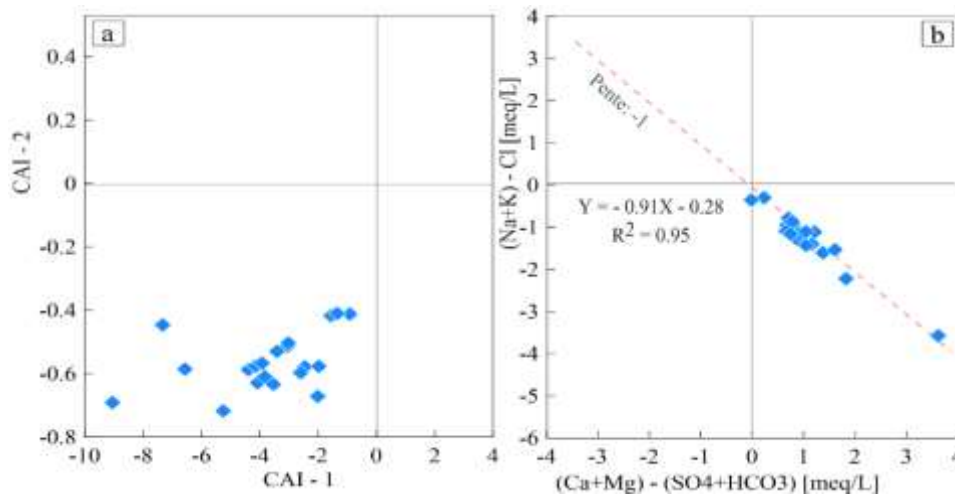


Figure 8 : Diagrammes montrant l'échange d'ions dans les eaux souterraines : indices Chloro-Alcalins 1 et 2 (CAI-1 et CAI-2) (a), diagramme $[(Na+ + K+) - Cl-]$ vs $[(Ca^{2+} + Mg^{2+}) - (HCO_3^- + SO_4^{2-})]$ (b)

3-3. Evaluation de la qualité de l'eau pour l'irrigation

3-3-1. Taux d'absorption de sodium (SAR)

Pour apprécier les valeurs du SAR, la classification effectuée par le US Salinity Laboratory Staff est largement utilisée [27]. La valeur calculée du SAR est comprise entre 1,36 et 6,36 meq/L, avec une moyenne de 2,94 meq/L. Selon le classement, la valeur du SAR calculée correspond à celle d'une eau de qualité excellente pour d'irrigation. De même, les données ont été reportées sur le diagramme de salinité dans lequel la conductivité électrique (CE) est considérée comme un risque de salinité et le SAR comme un risque d'alcalinité. Ainsi, 80 et 20 % des échantillons d'eau appartiennent respectivement aux classes C1S1 et C2S1 (**Figure 9a**). Ces classes correspondent à une eau à faible risque de sodium et à faible salinité avec une excellente qualité pour l'irrigation et une eau à faible risque de sodium et de salinité moyenne avec une bonne qualité pour l'irrigation, respectivement.

3-3-2. Pourcentage de sodium (%Na)

La classification de Wilcox est utilisée pour évaluer l'importance de la concentration en sodium dans les eaux d'irrigation [27]. Pour la zone d'étude, le pourcentage de sodium (% Na) calculé est compris entre 37 et 71 % ; les eaux se classent en trois catégories: eau bonne pour 1 échantillons, et eau permise et douteuse pour 16 et 3 échantillons, respectivement. Cependant, le report des données sur le diagramme de Richard (**Figure 9a**) reliant EC et % Na montre que les échantillons d'eau sont d'excellente qualité pour l'irrigation.

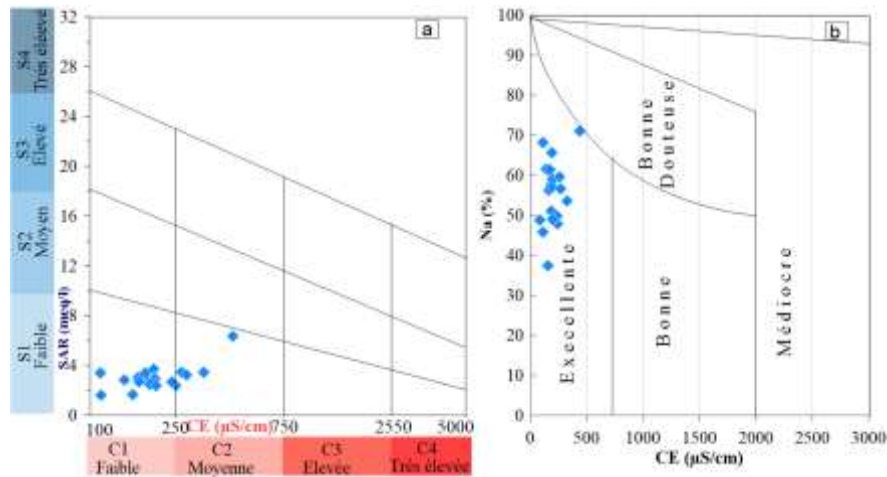


Figure 9 : Évaluation de la qualité de l'eau à l'irrigation: Diagramme USSS (a), Diagramme de Wilcox (b)

3-3-3. Carbonate de sodium résiduel ou Residual Sodium Carbonate (RSC)

La valeur RSC calculée dans l'eau varie de 1,3 à -0,07 meq/L pour une moyenne de 0,86 meq/L; exceptionnellement, une valeur élevée de 3,3 meq/L a été mesurée pour sur l'échantillon du forage GN05. À l'exception de ce forage qui peut présenter un risque d'alcalinité, tous autres forages présentent des eaux appartenant à la catégorie bonne pour l'irrigation.

4. Discussion

4-1. Caractéristiques physico-chimiques des eaux

La température de l'eau varie de 28 à 31 °C avec une valeur moyenne de 29°C. Ces résultats, reflétant la valeur moyenne de la température ambiante de l'air $\sim 28^\circ\text{C}$, sont représentatives des températures mesurées pour les aquifères peu profonds au Niger. Des valeurs similaires ont été trouvées dans le Liptako et les massifs de l'Air [22, 31]. Les eaux sont légèrement acides avec une valeur moyenne de 6,3 et un écart type de 0.3 unité pH. L'acidité de l'eau peut être liée à la dissociation de l'acide carbonique issu du CO_2 atmosphérique solubilisé dans l'eau apportée par le processus de renouvellement de la nappe. Il peut également être lié à la pression élevée en CO_2 suite à l'oxydation de la matière organique. La conductivité électrique varie de 84,5 à 441 $\mu\text{S/cm}$ avec des valeurs de 202 et 80 $\mu\text{S/cm}$ pour la moyenne et l'écart type, respectivement. Ceci montre que les eaux souterraines dans la zone d'étude sont faiblement minéralisées et ne contiennent pas assez des sels minéraux dissous. Des valeurs similaires à celles-ci ont été mesurées pour les eaux de la nappe alluviale dans les massifs de l'Air [31]. De façon générale, les paramètres physico-chimiques présentent de faibles variations entre les valeurs minimales et maximales, et l'écart type est inférieur à la moyenne. Le report des résultats analytiques sur le digramme de Piper montre que les eaux sont bicarbonatées sodique à 95 %. Par ailleurs, la prédominance des eaux bicarbonatées sodique dans les aquifères peu profonds au Niger a été rapportée par Abdou Babaye et al. [22].

4-2. Processus de minéralisation des eaux

Le diagramme de Gibbs et l'ACP montrent que l'acquisition de la minéralisation des eaux s'effectue par échange entre la nappe et la roche encaissante. Conjointement, la mise en œuvre des rapports ioniques, des indices de saturation et des indices Chloro-Alcalins 1 et 2 (CAI-1 et CAI-2) révèle que les teneurs relativement

élevées en Na^+ en moyenne 35 mg/L et les déficits en Ca^{2+} et Mg^{2+} avec des moyennes de 15 et 3,7 mg/L, respectivement, proviennent du processus d'échange cationique de type inverse. C'est-à-dire, le Na^+ de la roche hôte est libéré dans la nappe contre le Ca^{2+} et Mg^{2+} . En plus, les teneurs en HCO_3^- , sont influencées et maintenues à des concentrations relativement élevées par ce processus. Ces résultats suggèrent que les eaux souterraines dans la zone d'étude peuvent avoir un temps de séjour relativement long. Ceci apparaît raisonnable car il a été rapporté que le toit de l'aquifère alluvial est constitué d'une couche argileuse épais d'environ 6 m [18, 19]. Cette dernière peut limiter l'infiltration directe des eaux de précipitations ainsi que le retour de l'eau d'irrigation. Toutefois, la prédominance de l'échange cationique dans la détermination du fond géochimique des eaux souterraines a été rapporté dans les eaux souterraines au Niger [10, 22]. Aussi, dans des environnements similaires à notre zone d'étude, l'échange eau/roche a été identifié comme mécanisme responsable de la minéralisation des eaux souterraines [24, 25, 32].

4-3. Aptitude des eaux à l'irrigation

La valeur calculée du taux d'adsorption de sodium (SAR) est comprise entre 1,36 et 6,36 meq/L, avec une moyenne de 2,94 meq/L. Egalement, pour le pourcentage de sodium (% Na) les valeurs sont comprises entre 37 et 71 %. Pour le carbonate de sodium résiduel (RSC) les valeurs calculées varient de 1,3 à -0,07 meq/L pour une moyenne de 0,86 meq/L. Toutes ces valeurs montrent qu'après 35 ans d'exploitation les eaux souterraines dans la zone d'étude sont de qualité bonne à excellente pour l'irrigation. D'autre part, ces résultats mettent évidence que l'irrigation n'a pas eu un impact négatif majeur sur la qualité physico-chimique des eaux. Ceci apparaît cohérent car, en raison de l'existence d'une couche argileuse au-dessus de l'aquifère, susmentionnée, les échanges entre la nappe et l'atmosphère sont limités. Cela suppose que l'infiltration depuis la surface du sol est limitée.

5. Conclusion

Cette étude a montré que dans la zone d'étude les eaux souterraines sont faiblement minéralisées et légèrement acides avec des valeurs moyennes de 202 $\mu\text{S}/\text{cm}$ pour conductivité et 6,3 unité pH. La température moyenne est de 29°C. En plus, les eaux sont bicarbonatées sodique à 95 %. Spatialement, la répartition des ions majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^-) présente une certaine homogénéité au sein de l'aquifère capté. L'ACP, les diagrammes de Gibbs et les rapports ioniques ont identifié que le mécanisme de minéralisation des eaux est naturel. A travers les échanges ioniques, l'aquifère est enrichi en ions Na^+ et libère les ions Mg^{2+} et Ca^{2+} dans la roche hôte. L'évaluation de l'aptitude de l'eau à l'irrigation par le SAR montre que les eaux appartiennent aux classes C1S1 et C2S1, qui correspondent à des eaux de qualité excellente et bonne pour l'irrigation, respectivement. Aussi, les valeurs calculées du % Na et RSC montrent que les eaux sont de qualité bonne à excellente pour l'irrigation. Ainsi, cette étude montre qu'après les 35 ans d'exploitations, les pratiques d'irrigation n'ont pas eu d'impacts négatifs majeurs sur la qualité chimique de l'eau.

Références

- [1] - J. E. CAIRNS, J. HELLIN, K. SONDER, J. L. ARAUS, J. F. MACROBERT, C. THIERFELDER & B. M. Prasanna, Adapting maize production to climate change in sub-Saharan Africa, *Food Security*, (2013) 345 - 360
- [2] - L. DESCROIX, P. GENTHON, O. AMOGU, J. L. RAJOT, D. SIGHOMNOU, M. VAUCLIN, Change in Sahelian Rivers hydrograph : The case of recent red floods of the Niger River in the Niamey region, *Global Planet Change* 98 - 99, (2012) 18 - 30

- [3] - G. MAHE, G. LIENOU, L. DESCROIX, F. BAMBA, J. E. PATUREL, A. LARAQUE. & K. KHOMSI, The rivers of Africa: witness of climate change and human impact on the environment, *Hydrological Process*, 27, (2013) 2105 - 2114
- [4] - UN, Revision of World Population Prospects, (2019), Available at: <https://population.un.org/wpp/>. (Accessed : 21st January 2021)
- [5] - INS, Recensement Général de la Population et de l'Habitat (2012). doi:<http://anado.ins.ne/index.php>
- [6] - M. IBRAHIM, G. FAVREAU, B. R. SCANLON, J. L. SEIDEL, M. LE COZ, J. DEMARTY, B. CAPPELAERE, Long-term increase in diffuse groundwater recharge following expansion of rainfed cultivation in the Sahel, West Africa, *Hydrogeology Journal* 22, (2014) 1293 - 1305
- [7] - Y. NAZOU MOU, G. FAVREAU, M. M. ADAMO U & I. MAÏNASSARA, La petite irrigation par les eaux souterraines, une solution durable contre la pauvreté et les crises alimentaires au Niger ? *Cahier Agriculture* 25 (2016) 15003
- [8] - T. TADESSE, M. HAILE, G. SENAY, B. D. WARDLOW & C. L. KNUTSON, The need for integration of drought monitoring tools for proactive food security management in sub-Saharan Africa, *Nature Resources Forum* 32, (2008) 265 - 279
- [9] - M. FISHER, T. ABATE, R. W. LUNDUKA, W. ASNAKE, Y. ALEMAYEHU, R. B. MADULU, Drought tolerant maize for farmer adaptation to drought in sub-Saharan Africa: Determinants of adoption in eastern and southern Africa, *Climate Change* 2015 1332133, (2015) 283 - 299
- [10] - M. S. ABDOU BABAYE, P. ORBAN, B. OUSMANE, G. FAVREAU, S. BROUYÈRE & A. DASSARGUES, Characterization of recharge mechanisms in a Precambrian basement aquifer in semi-arid south-west Niger, *Hydrogeology Journal* 27 (2019) 475 - 491
- [11] - G. FAVREAU, Y. NAZOU MOU, M. LEBLANC, A. GUÉRO, & I. B. GONI, Groundwater resources increase in the Iullemeden Basin, West Africa, *Climate Change Eff. Groundw. Resour. A Glob. Synth. Find. Recomm. (pp. 113 - 128). CRC Press.* (2012)
- [12] - A. M. MACDONALD, H. C. BONSOR, B. É. Ó DOCHARTAIGH, & R. G. TAYLOR, Quantitative maps of groundwater resources in Africa, *Environment Research Letter* 7, 024009 (2012)
- [13] - Y. ALTCHENKO & K. G. VILLHOLTH, Mapping irrigation potential from renewable groundwater in Africa-A quantitative hydrological approach, *Hydrological Earth Systeme Sciences* 19, (2015) 1055 - 1067
- [14] - M. O. CUTHBERT, M. O. et al., Observed controls on resilience of groundwater to climate variability in sub-Saharan Africa, *Nature* 572, (2019) 230 - 234
- [15] - W. W. WOOD & A. J. CHERRY, Food Security and Inaccurate Quantification of Groundwater Irrigation Use, *Groundwater* (2021). doi:10.1111/GWAT.13122
- [16] - CEIPI, Projets et programmes de développement de l'irrigation au Niger (1960-2010) : éléments pour un bilan. (2011)
- [17] - M. ISSA LÉLÉ et P. J. LAMB, Variability of the Intertropical Front (ITF) and Rainfall over the West African Sudan - Sahel Zone, *J. Clim.* 23, (2010) 3984 - 4004
- [18] - B. ISSOUFOU OUSMANE, Y. NAZOU MOU, G. FAVREAU, M. S. ABDOU BABAYE, R. ABDOU MAHAMAN, M. BO A. LEGCHENKO, R. G. TAYLOR. Caractérisation géophysique des aquifères dans la vallée transfrontal (Niger/Nigeria), *12e Colloque GEOFCAN* 05 - 08 (HAL Id:hal-03145437, 2021)
- [19] - B. ISSOUFOU OUSMANE, Y. NAZOU MOU, G. FAVREAU, M. S. ABDOU BABAYE, R. ABDOU MAHAMAN, M. BOUCHER, F. M. A. LAWSON, A. LEGCHENKO, R. G. TAYLOR, Changes in aquifer properties along a seasonal river channel of the Niger River basin: identifying potential recharge pathways in a dryland environment. *JAES, in Review*
- [20] - OSS. Système aquifère d'Iullemeden (Mali, Niger, Nigeria): gestion concertée des ressources en eau partagées d'un aquifère transfrontalier sahélien, (2008)

- [21] - H. SU, J. WANG, J. LIU, Geochemical factors controlling the occurrence of high-fluoride groundwater in the western region of the Ordos basin, northwestern China, *Environmental Pollution* 252, (2019) 1154 - 1162
- [22] - M. S. ABDOU BABAYE, I. SANDAO, M. B. SALEY, I. WAGANI, B. OUSMANE, Comportement hydrogéochimique et contamination des eaux des aquifères fissurés du socle précambrien en milieu semi-aride (Sud-Ouest du Niger), *Int. J. Biol. Chem. Sci.* 10 (2017) 2728 - 2743
- [23] - A. H. AHMED, W. E. RAYALEH, A. ZGHIBI, B. OUDDANE, Assessment of chemical quality of groundwater in coastal volcano-sedimentary aquifer of Djibouti, Horn of Africa, *J. African Earth Sci.* 131, (2017) 284 - 300
- [24] - P. LI, Y. ZHANG, N. YANG, L. JING & P. YU, Major ion chemistry and quality assessment of groundwater in and around a mountainous tourist town of China, *Expo. Heal.* 8, (2016) 239 - 252
- [25] - J. LIU, M. WANG, Z. GAO, Q. CHEN, G. WU, & F. LI, Hydrochemical characteristics and water quality assessment of groundwater in the Yishu River basin, *Acta Geophys.* 68, (2020) 877 - 889
- [26] - K. RAMESH & L. ELANGO, Groundwater quality and its suitability for domestic and agricultural use in Tondiar river basin, Tamil Nadu, India, *Environ. Monit. Assess.* 184, (2012) 3887 - 3899
- [27] - P. LI, J. WU, H. QIAN, Hydrochemical appraisal of groundwater quality for drinking and irrigation purposes and the major influencing factors : a case study in and around Hua County, China, *Arabian Journal of Geosciences* 9, 15 (2016)
- [28] - P. Li, R. Tian, & R. Liu, Solute Geochemistry and Multivariate Analysis of Water Quality in the Guohua Phosphorite Mine, Guizhou Province, China. *Expo. Heal.* 11, (2019) 81 - 94
- [29] - C. A. J. APPELO, & D. POSTMA, Introduction to groundwater geochemistry, *Geochemistry, Groundwater Pollution* 18 - 39 (2020). doi:10.1201/9781439833544-7/
- [30] - P. LI, X. HE, Y. LI & G. XIANG, Occurrence and Health Implication of Fluoride in Groundwater of Loess Aquifer in the Chinese Loess Plateau: A Case Study of Tongchuan, Northwest China, *Expo. Heal.* 11, (2019) 95 - 107
- [31] - I. ALHASSANE, M. S. ABDOU BABAYE, S. ISSOUFOU, I. M. S. SOULEYMANE, O. BOUREIMA, Caractérisation Hydrogéochimique des Aquifères du Bassin de Timia (Massif de l’Air, Nord du Niger), *Eurp. Sci. J.* 15, (2019)
- [32] - M. E. ZABALA, M. MANZANO, L. VIVES, Assessment of processes controlling the regional distribution of fluoride and arsenic in groundwater of the Pampeano Aquifer in the Del Azul Creek basin (Argentina), *Journal Hydrology* 541, (2016) 1067 - 1087