



HAL
open science

Approches géochimique et hydrodynamique de la recharge de la nappe du Trarza, Sud-Ouest de la Mauritanie

Ahmed Salem Mohamed

► **To cite this version:**

Ahmed Salem Mohamed. Approches géochimique et hydrodynamique de la recharge de la nappe du Trarza, Sud-Ouest de la Mauritanie. Sciences de la Terre. Université Paris Sud - Paris XI, 2012. Français. NNT : 2012PA112377 . tel-00800604

HAL Id: tel-00800604

<https://theses.hal.science/tel-00800604v1>

Submitted on 14 Mar 2013

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE PARIS-SUD

ÉCOLE DOCTORALE : MIPEGE

Laboratoire : IDES

DISCIPLINE : Sciences de la terre

THÈSE DE DOCTORAT

Soutenue, le 10/12/2012

par

MOHAMED Ahmed Salem

Approches hydrodynamique et géochimique de la
recharge de la nappe du Trarza, sud-ouest de la
Mauritanie

Hydrodynamic and geochemical approaches of
Trarza groundwater recharge, south-western
Mauritania

Directeur de thèse : Christelle MARLIN Professeur, Université Paris-Sud
Co-directeur de thèse : Christian LEDUC Directeur de recherche, IRD de Montpellier

Composition du jury :

Rapporteurs : Yves TRAVI Professeur, Université d'Avignon et des pays de
Vaucluse
Examineurs : Jacques MUDRY Professeur, Université de Franche-Comté
Moumtaz RAZACK Professeur, Université de Poitiers
Président du jury Jean-Luc MICHELOT Professeur, Université Paris-Sud
Membre invité : Mohamed JIDDOU Maître de conférences, Université de Nouakchott

Résumé

L'aquifère du Trarza s'étend sur environ 40 000 km² dans le sud-ouest mauritanien, entre le fleuve Sénégal au sud, l'Océan Atlantique à l'ouest et les formations métamorphiques de la chaîne des Mauritanides au nord et à l'est ; il est contenu dans les sédiments du Continental Terminal et du Quaternaire. L'objectif de cette thèse est d'étudier, avec une double approche hydrodynamique et géochimique (ions majeurs, ¹⁸O et ²H sur la molécule d'eau, ¹⁴C et ¹³C sur le carbone inorganique), les processus de recharge de la nappe en réponse aux changements environnementaux. Les campagnes de terrain menées entre 2010 et 2012 ont significativement complété les rares mesures anciennes. Le niveau de la nappe ne semble pas avoir connu d'évolution significative durant les cinquante dernières années malgré un pompage localement important. L'écoulement général des eaux souterraines de la nappe s'effectue du sud vers le nord, c'est-à-dire du fleuve Sénégal vers la dépression au nord de Boutilimit où la nappe est à plus de 30 m sous le niveau de la mer. Le croisement des approches hydrodynamique et géochimique a montré que, dans cette zone semi-aride, la dynamique de la nappe est influencée par les multiples changements actuels et anciens de l'environnement (depuis les transgressions quaternaires et les paléotracés du fleuve jusqu'aux différents barrages régulant le cours du fleuve Sénégal). La nappe est principalement alimentée par l'infiltration latérale des eaux de surface du fleuve Sénégal et dans une moindre proportion par l'infiltration directe. La minéralisation des eaux souterraines reste largement influencée par les résidus des transgressions quaternaires. L'évaporation marque fortement les eaux de surface avant et durant leur infiltration. Des calculs encore très préliminaires faits par différentes méthodes indépendantes suggèrent une recharge annuelle inférieure ou égale à 5 % des précipitations, soit de 5 à 10 mm.

Mots clefs géochimie, piézométrie, hydrogéologie, recharge, Trarza, Mauritanie, régions arides

Abstract

The Trarza aquifer covers about 40 000 km² in the south-western Mauritania in a semi-arid environment, located between the Senegal River in the south, the Atlantic Ocean to the west and the metamorphic chain of Mauritanides in the north and east. The Trarza aquifer is made of Quaternary and Continental Terminal sediments. The objective of this work is to combine hydrodynamic and geochemical (majors ions, ¹⁸O and ²H of the water molecule, ¹⁴C and ¹³C of the dissolved inorganic carbon) approaches for identifying the groundwater recharge in response to current and past environmental changes. The field survey carried out from 2010 to 2012 significantly supplemented the limited older measurements. The water table levels appeared quite stable over the last fifty years despite important local pumping. The groundwater flows occurs from south to north, i.e. from the Senegal River to a depression north of the Boutilimit where the piezometric level is more than 30 m below the sea level. Combining geochemical and hydrodynamical approaches revealed that the dynamics of the aquifer is influenced by many changes in both current and former environment (from Quaternary transgressions and palaeobeds of the Senegal River to the dams now regulating the river flow). The main source of the aquifer recharge is lateral infiltration from the Senegal River, and precipitation to a lesser extent. Mineralization of groundwater is largely influenced by the residues of Quaternary transgressions. The important effect of evaporation on surface waters before and during their infiltration is strongly marked geochemical signature. Preliminary calculations performed with several independent methods suggest that the annual recharge rate from precipitation is up to 5 %, i.e. from 5 to 10 mm.

Keywords geochemistry, piezometry, hydrogeology, groundwater recharge, Trarza, Mauritania, arid regions

Remerciements

Une thèse est le fruit d'un travail de longue haleine dont le manuscrit final ne représente que la partie émergée de trois à quatre années. La réussite de cette expérience est liée, en partie, à un peu de travail original « personnel » mais aussi à la présence, à la sympathie et au soutien de grand nombre de personnes et des institutions que je tiens à remercier.

Dans un premier temps, je remercie les nombreux partenaires financiers : le Service de Coopération et d'Action Culturelle (SCAC) de l'Ambassade de France à Nouakchott, l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), l'UMR Interactions et Dynamique des Environnements de Surface (IDES) de l'Université Paris-Sud-CNRS à Orsay, l'Institut Supérieur d'Enseignement Technologique (ISET) de Rosso et le projet AGIR de Ministère du l'Hydraulique et de l'Assainissement de Nouakchott.

Ce travail s'inscrit au sein de l'école doctorale MIPEGE, dont je remercie le directeur, X. Quidelleur, pour m'avoir accepté malgré ma fonction d'enseignant chercheur à l'ISET de Rosso.

J'exprime mes profonds remerciements à mes directeurs de thèse, C. Marlin de l'Université Paris-Sud 11 et C. Leduc de l'IRD de Montpellier, pour avoir accepté mon projet de thèse et m'avoir aidé à le réaliser. Je leur suis également reconnaissant pour le temps conséquent qu'ils m'ont accordé, leurs qualités pédagogiques et scientifiques, leur franchise et sympathie. J'ai beaucoup appris à leurs côtés et je leur adresse ma gratitude pour tout cela.

Merci aussi pour leurs encouragements incessants et leurs conseils, stimulants et avisés à chaque étape de cette thèse. Leur disponibilité (même tardivement dans la soirée et dans les week-ends) et leur confiance ont été des éléments moteurs pour ma réussite. J'ai découvert, grâce à eux, que des discussions formelles pouvaient avoir lieu aussi bien dans un bureau que dans une voiture ou sous un arbre en plein désert où la température dépasse 40°C à l'ombre. J'ai pris un grand plaisir à travailler avec eux.

Je souhaite aussi présenter mes remerciements à tous les membres du jury : aux deux rapporteurs, Y. Travi et J. Mudry, pour leurs critiques constructives, et aux deux examinateurs, J-L. Michelot et M. Razack, pour leurs critiques et conseils éclairés.

Je tiens à remercier M. Jiddou pour les discussions intéressantes que nous avons eues et pour m'avoir aidé dans les missions de terrain. Je remercie également M. Ould Taghri du bureau d'études Hydroconseil pour m'avoir ouvert son impressionnante bibliothèque et me prêter régulièrement ses propres équipements lors de mes missions de terrain.

Je remercie les personnes qui m'ont aidé à acquérir les données nécessaires à ce travail : Mme Tagarisnka de la SNDE m'a ouvert l'importante base de données chimiques et hydrodynamiques et S. Ould Boubou de l'ONM de Nouakchott pour m'avoir facilité l'accès aux données pluviométriques. Je remercie également S. Munier pour les données satellitaires du signal GRACE qu'il a pu me fournir son aide dans l'interprétation.

J'exprime ma profonde gratitude aux personnes qui m'ont accompagné sur le terrain : Mohamed, Sidi, Segane, Hassene, Hanchi, Khatri, Samba, Eby, El-Arabi, Meyda, Taleb

et Brahime. Je remercie aussi infiniment les familles qui m'ont accueilli dans mes prospections de terrain ; grâce à eux, de plus, j'ai beaucoup appris sur la région du Trarza et les us et coutumes de ses habitants : un grand merci à Ehl Mouvide, Ehl Bethier, Ehl Harouna....

Je tiens à remercier chaleureusement les stagiaires qui ont participé à cette étude, et particulièrement Erwan Ferrieu pour son enthousiasme et la qualité du travail qu'il a fourni lors de son stage de Master 1.

Je remercie chaleureusement toutes les personnes qui ont facilité mes démarches administratives tout au long de ces quatre années : Kim à Orsay, Christine à Montpellier et Fatimata à Nouakchott. Merci également à l'équipe des bibliothèques d'Orsay et de l'IRD de Montpellier pour leurs précieux conseils dans la gestion des références bibliographiques et pour avoir facilité l'accès aux documents.

J'ai une pensée pour tous les doctorants, chercheurs et permanents rencontrés à Orsay et à Montpellier et qui m'ont permis de travailler dans une ambiance chaleureuse : Marina, Andrew, Carla, Gaël, Aurélie, Maxime, Roger, Jean-Claude et ceux que j'oublie. Je remercie spécialement Mélanie qui m'a fait profiter de ses connaissances en matière d'analyse chimique par spectromètre et Aurélie pour les mesures isotopiques. Une pensée particulière à toi Marina d'avoir pris le temps de m'aider dans les moments un peu tendus (...). Sans toi je n'aurais jamais été capable de tenir les délais.

Enfin, je remercie mes frères et sœurs ainsi que mes parents pour leur soutien au cours de ces quatre années et sans lesquels je ne serais pas là aujourd'hui. Merci à tous les amis, qui sont toujours là et qu'on ne prend jamais le temps de remercier.

TABLE DES MATIERES

i. INTRODUCTION

i.1 Problématique : Recharge des nappes en zones semi-arides	8
i.1.1 Recharge directe par précipitations.....	9
i.1.2 Recharge localisée	10
i.1.3 Echange rivière-nappe.....	10
i.2 Difficultés instrumentales.....	11
i.3 Impacts anthropiques et climatiques sur la dynamique des aquifères	11
i.3.1 Impacts anthropiques.....	11
i.3.2 Evolution du niveau marin.....	12
i.3.3 Impact du changement climatique	12
i.4 Objectif de la thèse	13
i.5 Organigramme du manuscrit	13

I. PRESENTATION GENERALE DU CADRE D'ETUDE

I.1 Description de la zone d'étude.....	16
I.1.1 Localisation géographique.....	16
I.1.2 Contexte climatique.....	16
I.1.2.1 Pluviométrie.....	17
I.1.2.1.1 Variabilité spatiale	17
I.1.2.1.2 Variabilité temporelle.....	18
I.1.2.1.3 Précipitations journalières	21
I.1.2.2 Température, évaporation et humidité relative.....	21
I.1.2.2.1 Température.....	21
I.1.2.2.2 Évaporation.....	21
I.1.2.2.3 Humidité relative	22
I.1.3 Contexte morphologique et hydrologique.....	22
I.1.3.1 Traits majeurs.....	23
I.1.3.1.1 Géomorphologie et pédologie.....	23
I.1.3.1.2 Fleuve Sénégal.....	23
I.1.3.1.3 Lac de R'kiz	24
I.1.3.1.4 Lac d'Aleg	24
I.1.3.1.5 Paléotracés des cours d'eau	25
I.1.3.2 Types de végétation	26
I.1.4 Contexte humain et économique.....	31
I.1.4.1 Population.....	31
I.1.4.2 Principales activités économiques.....	32
I.2 Contexte géologique et hydrogéologique	33
I.2.1 Description géologique	33
I.2.2 Lithologie et stratigraphie.....	35

I.2.2.1 Le Quaternaire	35
I.2.1.2 Le Continental Terminal	35
I.2.3 Description hydrogéologique	38
I.2.4 Caractéristiques hydrodynamiques : débit spécifique et transmissivité	40
I.2.5 Exploitation de la nappe.....	41
I.3 Conclusion	42

II. HYDRODYNAMIQUE DE LA NAPPE

II.1 Données disponibles.....	45
II.1.1 Données antérieures.....	45
II.1.2 Données de cette étude.....	45
II.1.3 Données récentes (AGIR/MHA 2011)	46
II.2 Le suivi piézométrique.....	46
II.2.1 Fluctuations piézométriques à l'échelle de la nappe.....	47
II.2.1.1 Puits sans pompage	47
II.2.1.2 Puits influencés par les pompages.....	48
II.2.2 Evolution piézométrique de la nappe à Idini	48
II.2.3 Evolution de la nappe près du fleuve Sénégal.....	50
II.3 Carte piézométrique régionale	53
II.3.1 Critique et représentativité des données	53
II.3.1.1 Influence du pompage	54
II.3.1.2 Estimation de l'altitude	54
II.3.1.3 Repères de mesure	55
II.3.2 Nouvelle carte piézométrique.....	55
II.4 L'aquifère du Trarza vu par GRACE.....	60
II.4.1 Le contexte technique et les objectifs de GRACE	60
II.4.2 Les données de GRACE	62
II.4.3 Confrontation de données GRACE avec les mesures hydrodynamiques in situ	63
II.5 Conclusion.....	66

III. HYDROCHIMIE ET GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

III.1 Données disponibles	68
III.1.1 Données antérieures.....	68
III.1.2 Nouvelles mesures	68
III.2 Signature chimique et isotopique des eaux de surface	70
III.2.1 Caractérisation chimique et isotopique des précipitations	70
III.2.1.1 Composition chimique des précipitations.....	70
III.2.1.2 Composition isotopique des précipitations.....	71
III.2.2 Caractérisation géochimique des eaux de surface	73
III.2.2.1 Composition chimique des eaux de surface.....	73

III.2.2.1.1 Paramètres physico-chimiques des eaux de surface.....	73
III.2.2.1.2 Faciès des eaux de surface	75
III.2.2.2 Composition isotopique des eaux de surface	76
III.3 Caractéristiques chimiques et isotopiques des eaux souterraines.....	78
III.3.1 Sites d'échantillonnage de la nappe.....	78
III.3.2 Les paramètres physico-chimiques de la nappe.....	79
III.3.2.1 Température de l'eau.....	79
III.3.2.2 Conductivité électrique.....	79
III.3.2.2.1 Evolution temporelle de la conductivité électrique	82
III.3.2.2.2 Evolution mensuelle de la conductivité électrique.....	83
III.3.2.2.3 Evolution de la conductivité électrique à long terme.....	84
III.3.2.3 Le pH	87
III.3.3 Ions majeurs	88
III.3.3.1 Faciès chimiques des eaux de la nappe	88
III.3.3.2 Analyse en Composantes Principales.....	89
III.3.3.3 Indice de saturation vis-à-vis des principaux minéraux	91
III.3.3.4 Evolution des ions majeurs.....	92
III.3.3.4.1 Variabilité saisonnière.....	92
III.3.3.4.2 Evolution à long terme	93
III.3.4 Caractéristiques isotopiques des eaux souterraines.....	95
III.3.4.1 Isotopes stables.....	95
III.3.4.1.1 Relation entre la profondeur et les teneurs isotopiques.....	95
III.3.4.1.2 Répartition spatiale de teneurs isotopiques.....	97
III.3.4.1.3 Evolution saisonnière des teneurs isotopiques	99
III.3.4.2 Les activités en ^{14}C et ^{13}C	100
III.4 Conclusion.....	101

IV. INTERPRETATIONS GENERALES

IV.1 Hydrodynamique de la nappe.....	103
IV.1.1 Explication de la stabilité du niveau statique de la nappe	103
IV.1.2 Explication de l'allure générale de la piézométrie.....	103
IV. 2 Processus et origine de la minéralisation.....	107
IV.2.1 Hypothèse d'une dissolution de sels chlorurés	107
IV.2.1.1 Relation Cl^-/Na^+	107
IV.2.1.2 Relation Br^-/Cl^-	108
IV.2.2 Hypothèse d'un mélange d'eau douce et de solution marine.....	110
IV.2.3 Hypothèse d'une concentration des eaux par évaporation.....	112
IV.3 Recharge de la nappe.....	117
IV.3.1 Infiltration des eaux de surface	118
IV.3.1.1 Fleuve Sénégal (s.l.)	118
IV.3.1.2 Lac de R'Kiz	121
IV.3.1.3 Lac d'Aleg	122

IV.3.2 Infiltration de la pluie	122
IV.3.2.1 Estimation de la recharge par le modèle à un réservoir	123
IV.3.2.2 Estimation de la recharge par l'analyse des fluctuations piézométriques....	124
IV.3.2.3 Estimation de la recharge par le bilan des chlorures	126
IV.3.3 Paléo-traces marines.....	127

V. SYNTHÈSE, CONCLUSION ET PERSPECTIVES

V.1 Contexte général	129
V.2 Résultats	129
V.3 Perspectives.....	132
 BIBLIOGRAPHIE	 135
ANNEXES.....	151

LISTE DES FIGURES

Fig. i.1 Différents mécanismes de recharge des nappes souterraines	9
Fig. I.1 Localisation de la zone d'étude.....	16
Fig. I.2 Variation des précipitations à Rosso et à Boutilimit	18
Fig. I.3 Evolution de la variable U du test de Pettitt pour la série pluviométrique de Rosso	19
Fig. I.4 Indice de pluviosité annuelle à Rosso et à Boutilimit	20
Fig. I.5 Evolution des paramètres climatiques mensuels (température, pluviométrie et évapotranspiration) à Rosso (a) et Boutilimit(b).....	22
Fig. I.6 La cuvette du lac de R'kiz et ses défluent d'alimentation	25
Fig. I.7 Images Google Earth (2012) montrant les paléotracés du fleuve Sénégal.....	26
Fig. I.8 Tamaris du littoral mauritanien	27
Fig. I.9 Acacia raddiana et Balanites aegyptiaca au bord du défluent Soukan (2010)	28
Fig. I.10 Leptadenia pyrotechnica	29
Fig. I.11 La mauvaise herbe Typha	29
Fig. I.12 Jeune forêt d'Acacia raddiana	30
Fig. I.13 Présence des arbres à l'échelle d'un goud : le goud de Toumbou Yeeli.....	31
Fig. I.14 Bassin sénégal-mauritanien	34
Fig. I.15 Epaisseur des formations du bassin sénégal-mauritanien de l'Océan à l'ouest à Aleg à l'est	34
Fig. I.16 Limites des dernières transgressions (Inchirien et Nouakchottien).....	37
Fig. I.17 Carte piézométrique de la nappe du Trarza (Ould El-Joud, 1998).....	40
Fig. I.18 Carte piézométrique de la nappe du Trarza, tirée du rapport USGS (2008)	41
Fig. II.1 Points du suivi piézométrique 2010-2012	46
Fig. II.2 Fluctuations piézométriques au niveau des puits sans pompage	47
Fig. II.3 Fluctuations piézométriques journalières dans 3 puits subissant un pompage différent (sans pompage, pompage moyen et pompage plus important).....	48
Fig. II.4 Localisation des forages et piézomètres du champ captant d'Idini.....	49
Fig. II.5 Fluctuation piézométrique au centre du champ captant d'Idini.....	49
Fig. II.6 Fluctuation piézométrique en périphérie du champ captant d'Idini.....	50
Fig. II.7 Evolution du niveau du fleuve Sénégal à Rosso avant et après la construction du barrage de Diama (1989)	51
Fig. II.8 Evolution du niveau de la nappe (puits de l'ISSET) et du fleuve à Rosso.....	52
Fig. II.9 Evolution du niveau de la nappe et du fleuve à Rosso.....	53
Fig. II.10 Comparaison des variations du niveau hydrodynamique entre les différentes missions de 2010-2012	56
Fig. II.11 Répartition des points utilisés pour tracer la carte piézométrique.....	56
Fig. II.12 Carte piézométrique de la saison sèche 2011	57
Fig. II.13 Carte piézométrique tracée par Paloc (1962)	58
Fig. II.14 Définition du stock d'eau verticalement intégré par la mesure GRACE	61
Fig. II.15 Evolution mensuelle du stock d'eau estimé par GRACE de juillet 2002 à janvier 2011	62

Fig. II.16 Pluie mensuelle à Rosso et anomalie mensuelle de stockage GRACE	63
Fig. II.17 Evolution de la hauteur d'eau équivalente (en m de géoïde) en 2009.....	64
Fig. II.18 Mesures hydrodynamiques in situ et observations GRACE	65
Fig. II.19 Diagramme schématisant les différentes étapes de traitement du signal GRACE pour estimer la variabilité des stocks d'eau	65
Fig. III.1 Les sites de prélèvement	69
Fig. III.2 Diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations de Rosso et Idini au cours de l'hivernage 2010	73
Fig. III.3 Teneurs isotopiques des précipitations à l'échelle événementielle à Rosso et à Idini au cours de l'hivernage 2010.....	74
Fig. III.4 Hydrogramme du débit moyen mensuel du fleuve Sénégal à Bakel	75
Fig. III.5 Diagramme de Piper des eaux de surface.....	76
Fig. III.6 Signatures isotopiques dans un diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ des eaux du fleuve Sénégal.....	77
Fig. III.7 Répartition spatiale de la conductivité électrique de la nappe	80
Fig. III.8 Répartition spatiale de la minéralisation à l'échelle du goud d'Elaiidin (PK 17 km route Rosso-Tiguint	81
Fig. III.9 Relation de la conductivité électrique (échelle semi-logarithmique) en fonction de la profondeur de la nappe.....	81
Fig. III.10 Variation de la minéralisation entre mars 2010 et octobre 2010	82
Fig. III.11 Variation de la minéralisation entre octobre 2010 et avril 2011	83
Fig. III.12 Variation de la minéralisation à l'échelle du goud de N'kek.....	84
Fig. III.13 Evolution mensuelle de la minéralisation dans le goud de N'kek	84
Fig. III.14 Minéralisation par lessivage du sel dissous lors de l'infiltration des eaux de pluie au milieu du goud de N'kek	85
Fig. III.15 Classement du pH de la nappe.....	87
Fig. III.16 Diagramme de Piper des eaux de la nappe et de surface	88
Fig. III.17 ACP des eaux de la nappe : espace des variables.....	90
Fig. III.18 Projection des individus sur un plan 1,2	90
Fig. III.19 Projection des individus sur un plan 1,2 en éliminant les points les plus minéralisés	91
Fig. III.20 Relation Résidu sec (TDS) et les indices de saturation vis-à-vis des principaux minéraux carbonatés et évaporitiques	92
Fig. III.21 Evolution saisonnière (mars 2010 et octobre 2010) des ions majeurs	94
Fig. III.22 Evolution des teneurs isotopiques en fonction de la profondeur de la nappe...	97
Fig. III.23 Répartition spatiale des teneurs en oxygène-18.....	98
Fig. III.24 Diagramme de $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$	99
Fig. III.25 Evolution saisonnière des teneurs en oxygène-18 autour d'une droite de pente 1 :1.....	100
Fig. IV.1 Schéma conceptuel expliquant le déficit infiltration-évaporation et la formation de dépressions piézométriques	106
Fig. IV.2 Diagramme TDS versus Cl^-	108

Fig. IV.3 Corrélation entre les teneurs en sodium et en chlorures des eaux de la nappe	109
Fig. IV.4 Corrélation entre les teneurs en (sodium + potassium) et en chlorures (échelles logarithmiques) des eaux de la nappe	109
Fig. IV.5 Diagramme de Cl ⁻ versus Br ⁻	110
Fig. IV.6 Diagramme Cl ⁻ versus δ ¹⁸ O	111
Fig. IV.7 Intrusions marines lors du maximum des transgressions inchririenne et nouakchottienne (33 000 ans et 5 500 ans BP, respectivement).....	112
Fig. IV.8 Diagramme δ ² H versus δ ¹⁸ O	115
Fig. IV.9 Corrélation entre les concentrations en chlorures et les ions majeurs	117
Fig. IV.10 L'impact saisonnier du fleuve sur la nappe, avant et après la construction du barrage de Diama.....	120
Fig. IV.11 L'impact du rehaussement du fleuve sur la nappe de 1984 à 2007.....	120
Fig. IV.12 Répartition des teneurs isotopiques en oxygène-18 par rapport à la distance depuis le fleuve ou le lac de R'kiz	121
Fig. IV.13 Infiltration directe estimée par le modèle à un réservoir	125

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I.1 Moyennes interannuelles de pluie (mm.an ⁻¹) à Rosso et à Boutilimit.....	20
Tableau I.2 Nombre annuel de jours de pluies en fonction de la hauteur de l'averse.....	21
Tableau I.3 Données de débit spécifique (Qs) et transmissivité (T) de la nappe	42
Tableau II.1 Comparaison des mesures piézométriques entre 1964 et 2011.....	52
Tableau II.2 Comparaison d'évolution de la nappe à long terme	59
Tableau III.1 Mesures physico-chimiques et isotopiques des pluies de 2010 à Rosso et à Idini	71
Tableau III.2 Comparaison des données isotopiques des pluies du Trarza en 2010 et celles des régions voisines	72
Tableau III.3 Données physico-chimiques des eaux de surface.....	75
Tableau III.4 Evolution à long terme de la conductivité.....	86
Tableau III.5 Comparaisons ponctuelles des ions majeurs sur le long terme	96
Tableau IV.1 Recharge estimée par l'analyse des fluctuations piézométriques	126
Tableau IV.2 Recharge de la nappe calculée par le bilan des chlorures	127

i. INTRODUCTION

i.1 Problématique : Recharge des nappes en zones semi-arides

Les régions semi-arides représentent environ 30 % des terres émergées et leur population est estimée à 2 milliards d'individus, soit le tiers de la population mondiale (e.g. Zafar et al., 2005). Leur développement économique et social est directement lié à la disponibilité et à l'utilisation des ressources en eau, et notamment les eaux souterraines, qui sont souvent les seules disponibles tout au long de l'année (e.g. Genxu & Guodong, 1999 ; Hamdy & Mugnozza, 2003 ; Braune & Xu, 2010), mais une partie de ces ressources est "fossile" et leur exploitation n'est pas durable (e.g. Scanlon *et al.*, 2006). Ceci est d'autant plus problématique que les volumes d'eau consommés ont considérablement augmenté au cours des dernières décennies pour satisfaire le besoin croissant en eau potable et les activités industrielles et agricoles (e.g. Custodio, 2002 ; Petit, 2004), accroissant encore la sensibilité et la fragilité de ces ressources vitales face au changement global. La connaissance de l'origine des eaux souterraines et de leurs modes de renouvellement est donc indispensable à leur gestion raisonnée.

Les dernières décennies ont vu la multiplication des recherches sur les aquifères des régions semi-arides, et notamment leur recharge. C'est dans cette vaste perspective que s'inscrit le présent travail sur la nappe du Trarza (sud-ouest de la Mauritanie). Parmi la bibliographie disponible, nous avons d'abord considéré celle relative à des contextes similaires de grand aquifère sédimentaire.

Dans les environnements semi-arides, les processus de la recharge sont hétérogènes et variables dans l'espace et dans le temps (e.g. Cook et al., 1989 ; Le Gal La Salle et al., 2001 ; Scanlon et al., 2006). Cette hétérogénéité est liée à la forte variabilité des paramètres hydrologiques (pluviométrie, ruissellement et infiltration) qui augmente avec l'aridité (Leduc, 2003). En effet, dans ces régions, l'évapotranspiration potentielle est largement supérieure aux précipitations et la recharge est sporadique et restreinte à la saison des pluies. A ceci s'ajoutent les variabilités locales liées à la topographie, aux types de sol, à la végétation, à la géologie et à l'occupation du sol (Allison, 1988 ; de Vries & Simmers, 2002).

Les diverses sources de recharge des eaux souterraines sont connues et peuvent être résumées par la figure i.1 : i) recharge directe par les précipitations, ii) recharge par le réseau hydrographique, à écoulement rarement permanent et le plus souvent très sporadique, iii) recharge locale concentrée après accumulation des écoulements dans des mares temporaires de bas-fonds.

Devant une telle variété de situations, les analyses monothématiques, encore fréquentes, montrent vite leurs limites et peuvent conduire à des évaluations erronées de la recharge. Il est donc indispensable de multiplier les approches, hydrodynamiques et géochimiques, pour comprendre vraiment le fonctionnement hydrogéologique. L'utilisation conjointe de plusieurs méthodes indépendantes est une tendance croissante en hydrogéologie (e.g. Scanlon et al., 2002), souvent mise en œuvre avec succès dans les zones semi-arides

(Favreau et al., 2002 ; Dakouré, 2003 ; Gaultier, 2004 ; Sharda et al., 2006 ; Ngounou-Ngatcha et al., 2007 ; Faye et al., 2010).

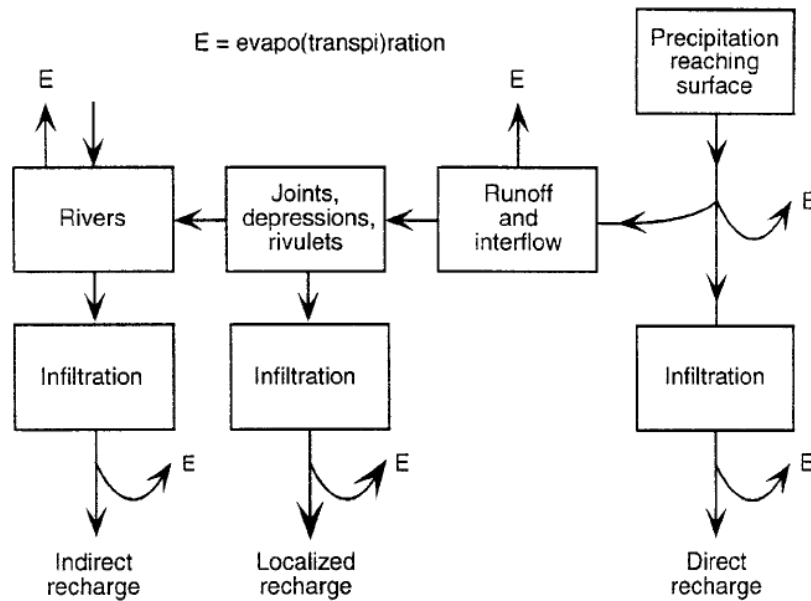


Fig. i.1 : Différents mécanismes de recharge des nappes souterraines (tiré de de Vries & Simmers, 2002)

i.1.1 Recharge directe par précipitations

Les précipitations sont souvent très mal connues, tant leur variabilité spatiale et temporelle est grande (e.g. Ali et al., 2008 ; Lézine et al., 2011) et les réseaux d'observation insuffisamment denses. De plus, en zone semi-aride, la recharge ne peut jamais être exprimée comme une fonction simple des précipitations.

La recharge directe peut être approchée par plusieurs méthodes : mesures directes, géochimiques et bilan hydrique. Les méthodes géochimiques basées sur l'utilisation du bilan des chlorures et les isotopes de la molécule d'eau sont les plus utilisées par la simplicité de leur mise en œuvre (Allison & Hughes, 1978 ; Edmunds & Wright, 1979 ; Flint et al., 2002 ; Leduc, 2003).

De nombreux travaux scientifiques ont été consacrés à l'évaluation de la recharge directe des eaux souterraines par les méthodes géochimiques (e.g. Filippi et al., 1990 ; Leduc et al., 2000 ; Edmunds, 2009 ; MacDonald et al., 2009 ; Liu et al., 2009 ; Lihe et al., 2010).

L'infiltration directe des précipitations dans les zones semi-arides est très variable dans l'espace et dans le temps et considérée souvent négligeable face à une pluviométrie faible et une reprise évaporatoire élevée. L'infiltration est plus importante dans les régions désertiques dunaires grâce à la forte porosité et la présence réduite du couvert végétal (Dincer et al., 1974 ; Li et al., 2004).

i.1.2 Recharge localisée

En zone semi-aride, les rivières temporaires et les bas-fonds représentent un point essentiel du cycle hydrologique : concentrant les eaux de surface, ils sont souvent les seuls lieux où peut se produire une infiltration jusqu'à la nappe, du fait d'une évapotranspiration importante (e.g. Martin-Rosales & Leduc, 2003). La recharge localisée est relativement facile à identifier (Leduc, 2003) : l'accumulation des eaux de surface est limitée dans le temps et l'espace, donc visible ou au moins repérable par ses traces ; son impact localisé, dans le temps et l'espace, est lui aussi souvent visible sur la piézométrie et parfois la géochimie de la nappe.

Gee et Hillel (1988) ont proposé de différencier la recharge localisée à trois échelles : i) à petite échelle (centimétrique), le long des racines, des fentes de dessiccation, ii) à l'échelle de plusieurs mètres ou dizaines de mètres, grâce à des variations topographiques ou lithologiques locales et iii) à l'échelle de centaines de mètres, correspondant aux grandes caractéristiques du paysage. Des exemples typiques de la petite échelle (cas des bassins sédimentaires) sont présentés par Winter (1999), Martin-Rosales et Leduc (2003). La recharge localisée est évidemment totalement discontinue dans l'espace.

D'autres formes de recharge localisée existent, comme les sites de recharge artificielle ou les zones irriguées, mais aussi les rejets urbains. On est alors très éloigné des processus habituels des aquifères de grands bassins sédimentaires (Wood et al., 1997 ; Gehrels et al., 1998 ; Scanlon et al., 1999 ; Farid et al., 2012).

i.1.3 Echange rivière-nappe

Les interactions nappe-fleuve sont complexes et se développent de manières très diverses selon les lieux et les moments. Selon l'échelle d'observation, les hétérogénéités fonctionnelles peuvent varier du centimètre au mètre (Brunke & Gonser, 1997 ; Woessner, 2000) mais l'hétérogénéité vient d'abord des conditions morphologiques des tronçons du cours d'eau, de son régime hydraulique, des cotes respectives de la nappe et de la rivière, des caractéristiques physiques de la couche de sédiments tapissant le fond du cours d'eau, etc. Comme pour les autres termes du bilan hydrologique, la quantification des flux échangés gagne beaucoup à une approche pluridisciplinaire (Sophocleous, 2002 ; Winter, 1999 ; Woessner, 2000) et multi-échelle (Scanlon et al., 2002). Les méthodes d'estimation des échanges rivière-nappe peuvent être classées en deux catégories :

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

i.2 Difficultés instrumentales

A la diversité des processus de recharge dans les zones semi-arides s'ajoutent les difficultés matérielles d'instrumentation (Leduc, 2003) dans des espaces très vastes, souvent difficilement accessibles et peu pourvus en infrastructures. Les points d'accès aux nappes souterraines sont souvent peu nombreux (Favreau, 2000), le plus fréquemment des puits villageois et/ou pastoraux et exceptionnellement des ouvrages non exploités. La densité de ces puits est rarement homogène : dans certains villages la densité peut atteindre 12 puits pour 1 km² alors qu'en dehors des villages l'accès à la nappe est impossible sauf quand existe un puits pastoral. Les débits d'exploitation de ces puits sont variables dans le temps et en fonction des villages et les niveaux mesurés sont généralement des niveaux dynamiques. Il faut aussi signaler que bien souvent les puits sont des ouvrages ouverts sur l'extérieur et peuvent être soumis à de multiples sources de pollution les rendant non représentatifs de l'eau de l'aquifère (pluie, eaux de ruissellement dans les puits inondables, déjections animales autour de puits pastoraux, débris divers...). Les moyens financiers et les conditions climatiques ne permettent pas souvent d'avoir des outils de mesure automatique, ce qui fait que la plupart des mesures sont ponctuelles dans le temps et dans l'espace. Ainsi, les missions de terrain faites dans des contextes "administratifs" sont parfois cantonnées aux environs immédiats des axes routiers.

Enfin, les conditions climatiques et de transport soumettent le matériel à rude épreuve et ré-étalonner très fréquemment les appareils est une nécessité.

Toutes ces difficultés font que les mesures sont rares alors que, pour comprendre le contexte très hétérogène, le scientifique aurait besoin d'une grande masse de données. Il faudra donc en permanence s'interroger sur la fiabilité et la représentativité de l'information traitée.

i.3 Impacts anthropiques et climatiques sur la dynamique des aquifères

i.3.1 Impacts anthropiques

En milieux semi-arides, la recharge des aquifères peut être profondément modifiée par l'anthropisation du milieu naturel. Ainsi, les barrages et les digues favorisent la diffusion latérale des eaux de surface dans le sous-sol et sont importants dans la recharge des nappes souterraines (Haimmerl, 2006 ; Bel Hadj Salem et al., 2012 ; Missimer et al., 2012). De même, la modification du couvert végétal bouleverse la distribution de l'eau à la surface et dans le sol. Sur les versants et bas-fonds du sud-ouest du Niger, le remplacement de la savane naturelle par des cultures de mil a eu une triple action favorisant le ruissellement, la concentration de l'écoulement dans les bas-fonds et ensuite la recharge de nappe qui se trouve multipliée par dix (Favreau, 2000 ; Leduc, 2003). En Australie, Cook et al. (2004) ont calculé une augmentation de la recharge nette, également d'un facteur 10, suite à la suppression d'une forêt d'eucalyptus mais le gain vient alors d'une moindre reprise transpiratoire. Mais dans d'autres régions,

l'anthropisation peut avoir des effets très différents, tant en processus qu'en intensité. En effet, Wang et al., (2004) ont montré en utilisant le bilan hydrique de deux lysimètres implantés dans le désert de Tengger (Chine) que la différence de recharge pour une surface replantée et une surface sans végétation peut atteindre 27 % des précipitations.

i.3.2 Evolution du niveau marin

La dynamique des nappes côtières est sujette à l'influence des fluctuations marines (Dieng, 1987) parce que les transgressions et régressions ont un impact à la fois sur la superficie affleurante de l'aquifère, sur la condition hydraulique (généralement en aval) que représente la mer pour les eaux continentales, et sur l'extension du biseau salé. La succession des transgressions et régressions, notamment au Quaternaire, a reflété les grands changements climatiques (alternances des épisodes glaciaires et interglaciaires).

Jusqu'à présent peu d'études ont abordé ce sujet de l'influence climatique sur l'équilibre hydrodynamique entre les nappes côtières et le niveau marin. Les études qui existent ne traitent que l'avancement du biseau salé sous l'effet de l'anthropisation, par surexploitation des nappes côtières. En effet, le développement économique et social très rapide des zones littorales entraîne une exploitation de plus en plus intense de leurs eaux souterraines (Trabelsi et al., 2005) et, très souvent, la recharge n'arrive plus à compenser les prélèvements, provoquant des chutes spectaculaires de la piézométrie. Dans des conditions normales (aquifère libre), la conséquence immédiate est l'intrusion des eaux marines dans le milieu continental (e.g. Pulido-Bosch et al., 1998 ; Cardona et al., 2004 ; Zafar et al., 2005 ; Moustadraf et al., 2008).

i.3.3 Impact du changement climatique

Les variations climatiques à courte ou à longue échelle de temps peuvent avoir des impacts non négligeables sur le taux de recharge des nappes souterraines (e.g. Edmunds & Gaye, 1994 ; Scanlon et al., 2006 ; Jyrkama & Sykes, 2007).

Du fait de l'aridité dans ces régions, les eaux de surface ont beaucoup diminué et la recharge des aquifères est actuellement faible. La plupart des aquifères dans les régions arides et semi-arides ont été rechargés de façon non négligeable à l'Holocène dans des conditions plus humides que l'actuel (e.g. Sanlaville, 1997 ; Leduc et al., 2000 ; Scanlon et al., 2006). Cependant durant les périodes humides, la couverture végétale est abondante et joue un rôle important dans la reprise évapotranspiratoire et donc une décharge de la nappe dans la zone racinaire (Walvoord et al., 2002). Par contre, si la couverture végétale est réduite (périodes arides) les fortes pluies, même très occasionnelles, peuvent créer des ruissellements en surface qui alimentent les mares temporaires et par conséquent une augmentation de la recharge des nappes souterraines (Favreau, 2002).

i.4 Objectif de la thèse

La nappe du Trarza dans le sud ouest mauritanien est un cas typique des aquifères sédimentaires littoraux semi-arides. Cette nappe a vu son exploitation augmenter depuis une cinquantaine d'années. Jusqu'à présent aucune étude spécifique n'avait été menée sur les modalités de sa recharge, même si la plupart des auteurs précédents ont évoqué son alimentation par l'infiltration des eaux du fleuve Sénégal (Jacon, 1965 ; Elouard, 1975 ; Diagana, 1994 ; Ould El Joud, 1998 ; Ould Jiddou, 2005).

Ce travail se centre donc sur l'étude des processus de recharge de la nappe du Trarza. Pour atteindre cet objectif, les données anciennes ont été complétées par cinq campagnes de terrain réalisées de 2010 à 2012 en utilisant simultanément les informations hydrodynamiques et géochimiques. La méthodologie suivie consiste à étudier l'impact des précipitations, du fleuve Sénégal et ses défluent, paléotracés du fleuve Sénégal, des fluctuations eustatiques du niveau marin et de l'alternance des épisodes humides et secs sur la dynamique de la nappe. Ce travail a été réalisé dans le cadre de la collaboration entre l'UMR IDES d'Orsay et l'UMR G-EAU de Montpellier, d'une part et l'Institut Supérieur d'Enseignement Technologique (ISET-ROSSO) et le projet AGIR/MHA, d'autre part. Il a bénéficié d'un soutien financier du SCAC de Nouakchott et de l'IRD.

i.5 Organisation du manuscrit

Le présent manuscrit s'organise en cinq grands chapitres :

- le chapitre I présente de manière détaillée le cadre de cette étude. L'accent a été mis particulièrement sur les caractéristiques en rapport direct ou indirect avec la recharge de la nappe : les données pluviométriques, morphologiques, géologiques et hydrogéologiques ;
- le chapitre II aborde la piézométrie de la nappe du Trarza, au travers de l'analyse des variations à court et long terme de la nappe. Cette étude se fait à l'échelle de l'ensemble de la zone d'étude et aussi localement dans les secteurs les plus susceptibles d'avoir évolué du fait de l'anthropisation des dernières décennies. Ce sont en particulier le champ captant d'Idini et la bordure du fleuve Sénégal. Enfin, les variations piézométriques mesurées sur le terrain sont confrontées avec les estimations tirées des données satellitaires GRACE ;
- le chapitre III présente les résultats géochimiques et isotopiques qui ont pu être dégagés, mettant en évidence la forte variabilité spatiale. Ces données sont évidemment présentées dans la perspective d'identifier l'origine de la minéralisation et les processus de recharge de la nappe. Une attention particulière a été mise sur les précipitations et le fleuve Sénégal considérés comme signaux d'entrée du système souterrain ;
- le chapitre IV propose une interprétation plus poussée des éléments traités dans les chapitres précédents en les exploitant de manière simultanée pour envisager les différents mécanismes de recharge de la nappe. La question des dépressions piézométriques fermées

sera également traitée puisque la forme piézométrique de la nappe du Trarza rappelle ces structures singulières de l'hydrogéologie du Sahel ;

- le chapitre V fait une rapide synthèse des principaux résultats et propose des pistes de recherche pour les prochaines années puisque l'ampleur du sujet mérite encore bien d'autres développements.

PRESENTATION GENERALE DU CADRE D'ETUDE

Ce premier chapitre présente les grands traits climatiques, géomorphologiques, géologiques et hydrogéologiques de la zone d'étude. Une telle présentation du contexte d'étude est indispensable pour remettre en perspective les données géochimiques et hydrodynamiques anciennes ou obtenues lors de cette étude.

I.1 Description de la zone d'étude

I.1.1 Localisation géographique

La nappe du Trarza se situe dans la partie nord du bassin sénégalo-mauritanien, dans le sud-ouest de la Mauritanie (Fig. I.1). Elle est limitée à l'ouest par l'Océan Atlantique, au sud par le fleuve Sénégal, au nord et à l'est par les formations métamorphiques de la chaîne des Mauritanides. Elle couvre toute la région du Trarza et la partie ouest de celle du Brakna, sur une superficie d'environ 40 000 km².

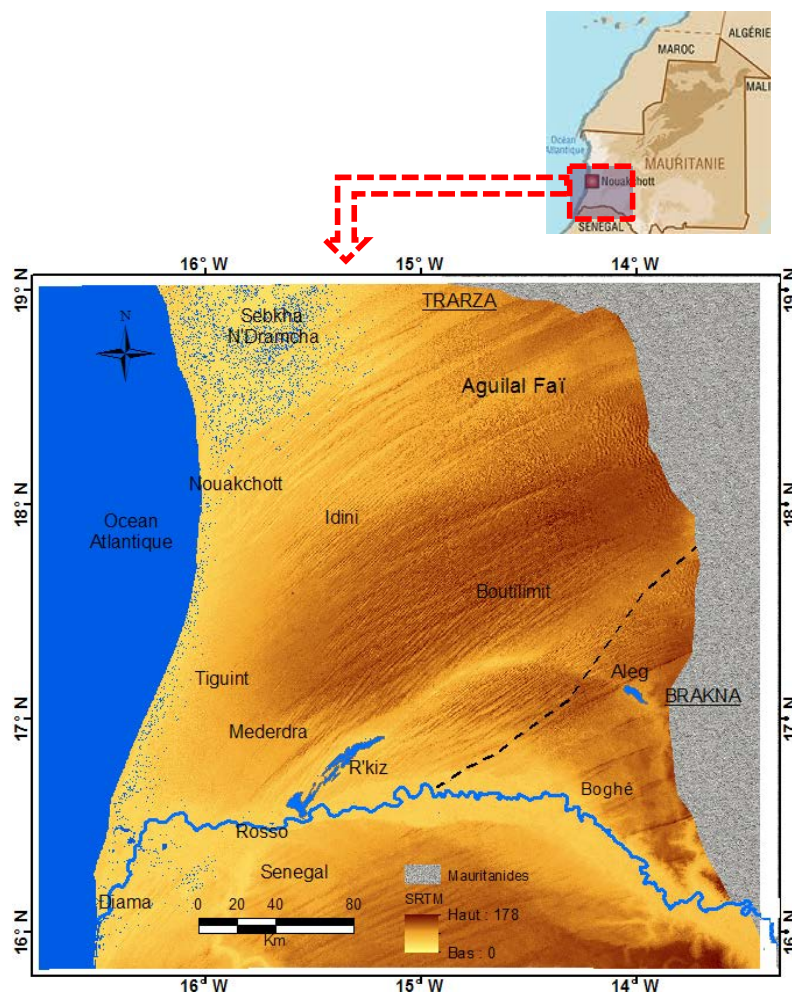


Fig. I.1 Localisation de la zone d'étude

I.1.2 Contexte climatique

Située dans l'extrémité occidentale de la bande sahéenne, la zone d'étude est soumise au cours de l'année à une dynamique climatique complexe liée à l'alternance de trois courants principaux (Toupet et al., 1977) : l'alizé maritime du nord issu de l'anticyclone des Açores, l'alizé continental permanent du sud-est qui a pour origine l'anticyclone de

Sainte Hélène, l'harmattan (*Irrifi*) de l'est qui balaie le Sahara et se charge de poussière (Leroux, 1991).

Pour analyser les variations climatiques dans la zone d'étude, nous avons utilisé les données climatiques de l'Office National de Météorologie (ONM) intéressant dans la zone d'étude, à savoir Boutilimit dans le nord de la zone d'étude et Rosso à l'extrémité sud (Fig. I.1). Ces deux stations ont été choisies entre autres parce qu'elles fournissent des données pluviométriques sur une longue période (de 1934 jusqu'à 2011), sans interruption majeure.

I.1.2.1 Pluviométrie

Le cycle annuel des précipitations observées dans le Sahel se caractérise par une longue saison sèche de plus de huit mois (octobre à mai) et une période de pluie dite « hivernage » de juin à septembre. Pour le Sahel, c'est la seule période pluvieuse de l'année. Toutes les ressources en eau en dépendent.

Dans la région d'étude, les pluies commencent à tomber dès le mois de juin, annonçant le début de l'hivernage, mais restent faibles (3 % des précipitations sur 1992-2011). Le mois d'août est le plus pluvieux avec plus de 40 % des précipitations annuelles, alors que juillet et septembre représentent respectivement 20 % et 30 %. Le mois d'octobre, avec une moyenne de 5 %, marque la fin nette de l'hivernage. Quelques averses d'une intensité importante peuvent tomber en période sèche (e.g. 56 mm à Rosso et 76 mm à Boutilimit en décembre 1956 ; 39 mm à Rosso et 42 mm à Boutilimit en janvier 2002) mais elles sont tout à fait exceptionnelles.

Les moyennes annuelles des précipitations enregistrées entre 1934 et 2011 sont de l'ordre de 250 mm à Rosso et de seulement 150 mm à Boutilimit. Les deux stations sont distantes de 150 km (Fig. I.1).

I.1.2.1.1 Variabilité spatiale

La région sahélienne a toujours connu une alternance de périodes humides et sèches (Ozer, 2000). Dans les 50 dernières années, cette région a connu dans sa globalité la plus forte diminution des précipitations au monde.

L'analyse de l'évolution interannuelle de pluies sur la période de 1934 à 2011 montre une baisse importante de la pluviométrie aux alentours des années 1970 (Fig. I.2). Cette baisse est synchrone avec la grande période de sécheresse généralisée observée au Sahel, entamée dans les années 1970 et durant jusqu'aux années 1990 (Sultan et al., 2001 ; Le Barbé et al., 2002 ; Cabral, 2011 ; Lucio et al., 2012). Ce déficit pluviométrique n'a pas été limité au Sahel mais s'est étendu jusqu'à la côte du Golfe de Guinée (Le Barbé et al., 2002).

Dans le Trarza, le déficit moyen (Rosso et Boutilimit) des années 1970-80 est d'environ 100 mm par rapport aux décennies 1950 et 1960, qui étaient plus humides que la moyenne à long terme. Les hauteurs annuelles moyennes sont ainsi de 324 mm (1947-

1969) et de 204 mm (1970-1990) à Rosso et de 203 mm (1947-1969) et de 109 mm (1970-1990) à Boutilimit.

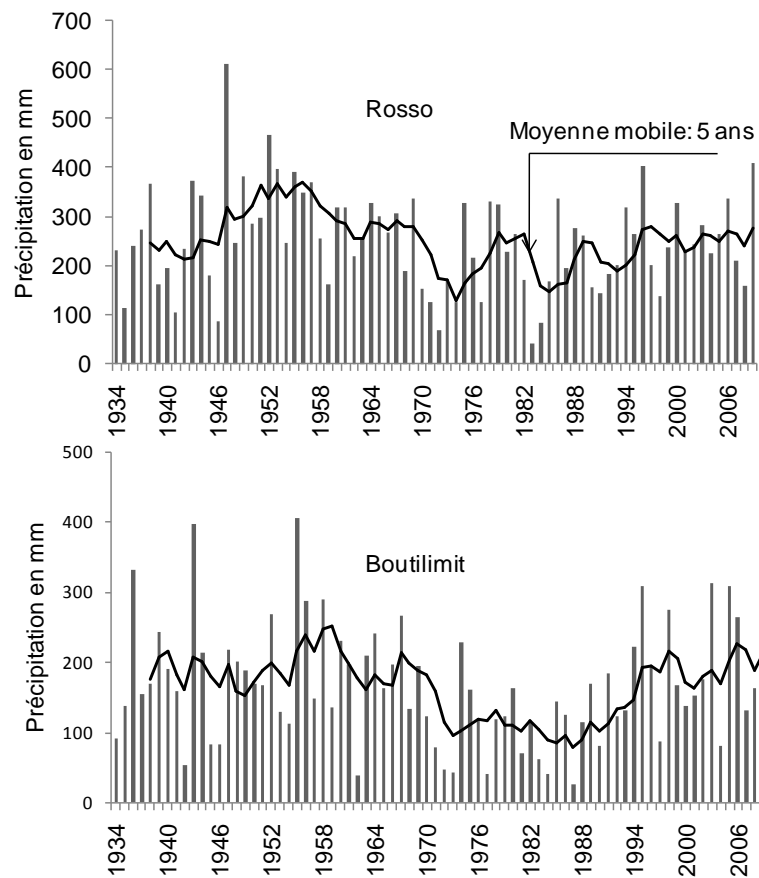


Fig. I.2 Variation des précipitations à Rosso et à Boutilimit

I.1.2.1.2 Variabilité temporelle

Des études statistiques ont été menées avec le logiciel Khronostat développé par HSM¹, notamment pour rechercher des discontinuités et ruptures, changements significatifs dans la loi de probabilité d'une série chronologique, marquant une modification du régime pluviométrique ou hydrique (Lubès-Niel et al., 1994). Parmi les différentes méthodes de détection des ruptures des séries chronologiques, le test de Pettitt (1979) a été retenu ici pour sa puissance et sa robustesse (annexe I.1).

Les résultats du test montrent qu'une rupture (diminution de la pluviométrie annuelle) au sein de la série chronologique s'observe en 1969 (Fig. I.3) : le déficit pluviométrique de ces 32 dernières années contraste de manière remarquable avec la période précédente plus humide. Ceci est complètement en accord avec les études menées dans les autres régions

¹ UMR HydroSciences Montpellier <http://www.hydrosciences.org/spip.php?article239>

sahéliennes (Sultan et al., 2001 ; Le Barbé et al., 2002 ; Gaultier, 2004 ; Gassani, 2008 ; Cabral, 2011 ; Lucio et al., 2012).

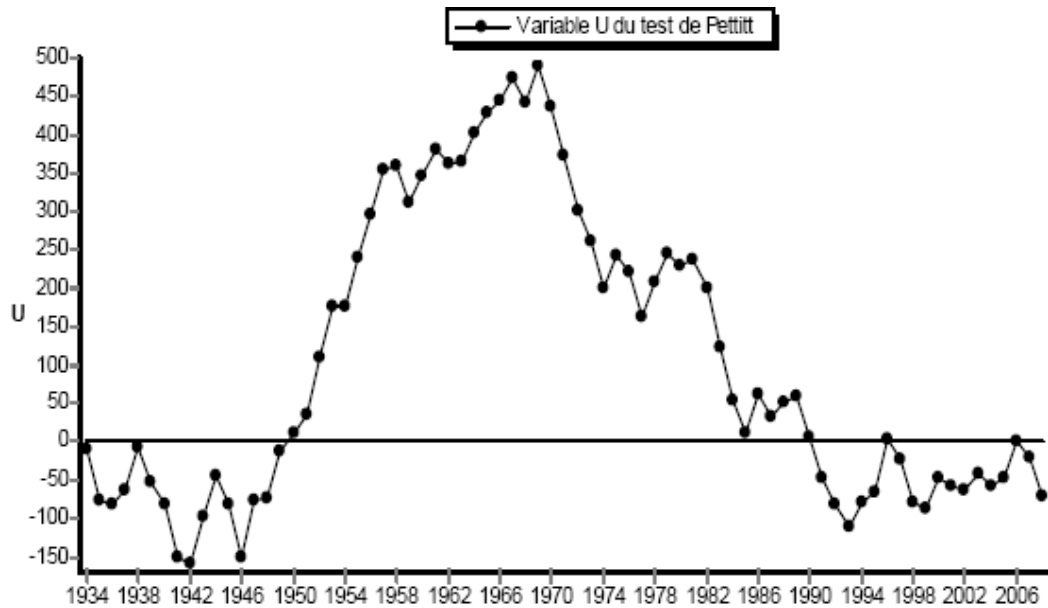


Fig. I.3 Evolution de la variable U du test de Pettitt pour la série pluviométrique de Rosso

La moyenne annuelle des pluies (calculée sur la période 1934-2011), qui diminue du sud au nord de la zone d'étude de 250 à 150 mm environ, ne fournit qu'une image très grossière du régime des précipitations. En effet, comme partout au Sahel (Taupin, 1997; Le Barbé et al., 2002; Lucio et al., 2012), les précipitations se caractérisent par leur très grande irrégularité spatiale et temporelle. Par exemple, Sivakumar et Hatfield, (1990) ont trouvé des différences de 2 à 62 % sur la moyenne pluviométrique d'une averse sur une zone de 500 hectares (au Niger) équipée de 18 pluviomètres enregistreurs.

Le calcul de l'indice pluviométrique moyen permet d'analyser les variabilités temporelles des précipitations. Il est calculé par l'équation suivante (Bergaoui & Alouini, 2001) :

$$I_p = \frac{P_i}{P_m} - 1$$

où

I_p : indice pluviométrique ;

P_i : pluviométrie annuelle ;

P_m : pluviométrie moyenne.

La représentation graphique de cet indice (Fig. I.4) distingue les grandes tendances climatiques durant la période de 1934 à 2011. Confirmant la variabilité des pluies à toutes échelles de temps et d'espace, une même année peut être sèche à Rosso et humide à Boutilimit et *vice versa*.

Période 1934-1946 : variable, alternant l'humide et le sec ;

Période 1947-1968 : période humide pour les deux stations, à pluviométrie largement excédentaire ;

Période 1969-1991 : période sèche, correspondant à la grande sécheresse du Sahel ;

Période 1992-2011 : retour à la normale, comme remarqué ailleurs au Sahel (Lebel & Ali, 2009).

La comparaison des pluviométries moyennes enregistrées durant les périodes 1969-1991 et 1992-2011 montre une différence de plus de 50 mm avec 205 mm et 253 mm à Rosso respectivement, soit une augmentation de la pluviométrie de 24 % (Tableau 1). Bien sûr, cette dernière moyenne (1992-2011) reste bien largement inférieure à celle de la période 1947-1968 (324 mm), mais elle ne s'écarte que de quelques mm de la moyenne 1934-2011 (250 mm).

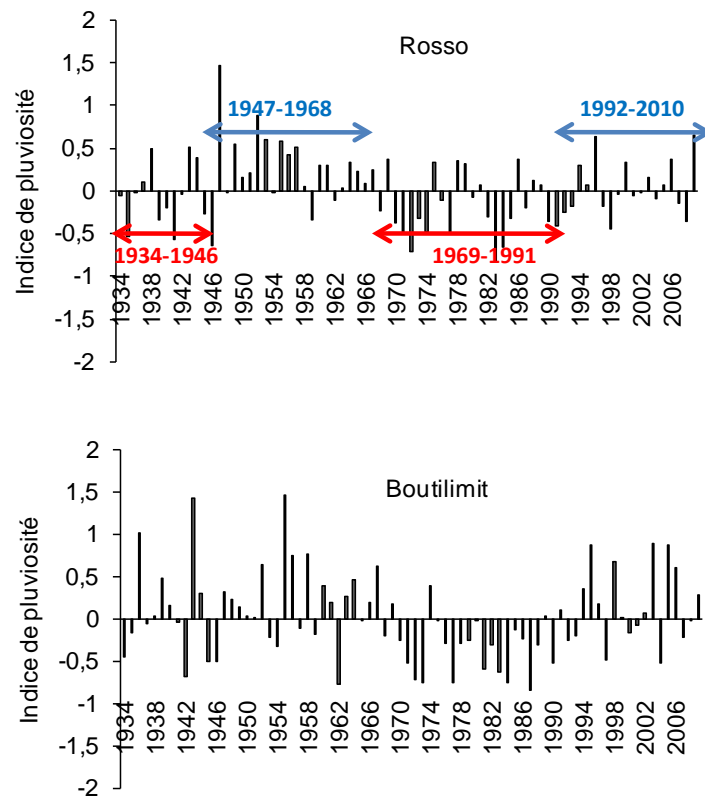


Fig. I.4 Indice de pluviosité annuelle à Rosso et à Boutilimit

Période	Rosso	Ecart /moyenne (1934-2011)	Boutilimit	Ecart /moyenne (1934-2011)
	(mm)	(%)	(mm)	(%)
1934-2011	250		150	
1934-1946	225	10	118	21
1947-1968	324	30	203	35
1969-1991	204	18	109	27
1992-2011	254	1,6	191	27

Tableau I.1 Moyennes interannuelles de pluie (mm.an⁻¹) à Rosso et à Boutilimit

I.1.2.1.3 Précipitations journalières

Dans le cadre d'une étude hydrogéologique en milieu semi-aride, l'examen des pluies journalières est important afin d'évaluer la possibilité d'une recharge directe de l'aquifère. Dans le tableau (I.2) est comparé, pour les deux stations de Rosso et Boutilimit, le nombre de jours de pluies comprises entre 5 et 10 mm, 10 et 30 mm et supérieures à 30 mm. Le nombre de jours de pluie a diminué depuis les années 1960 pour les pluies de moins de 30 mm. A l'opposé, les événements supérieurs à 30 mm ont augmenté au cours des dernières décennies.

Période	Rosso			Boutilimit		
	5 - 10 mm	10 - 30 mm	>30 mm	5 - 10 mm	10 - 30 mm	>30 mm
1934 - 1946	53 j	94 j	29 j	44 j	64 j	13 j
1947 - 1968	93 j	157 j	58 j	80 j	125 j	30 j
1969 - 1991	71 j	124 j	37 j	52 j	69 j	23 j
1992 - 2010	60 j	103 j	61 j	47 j	85 j	36 j
1934-2011	277 j	478 j	185 j	223 j	343 j	102 j

Tableau I.2 Nombre annuel de jours de pluies en fonction de la hauteur de l'averse

Le nombre moyen de jours de pluie varie beaucoup d'une année à l'autre et du nord au sud : on compte en moyenne 12 événements de plus de 5 mm par jour chaque année à Rosso et seulement 8 à Boutilimit. Les précipitations journalières sont aussi très variables et peuvent atteindre jusqu'à 110 mm comme à Rosso en 2010. Un cinquième des événements est supérieur à 30 mm par jour.

I.1.2.2 Température, Evaporation et Humidité relative

I.1.2.2.1 Température

Les températures sont en général élevées (Fig. I.5). Le climat est relativement doux est marqué par des températures moyennes de 19 à 25 °C.

Sur la bordure littorale, du fait de l'océan, les écarts des températures sont plus réduits qu'à l'intérieur. Le maximum annuel a lieu en fin de saison sèche, entre avril et juin (30 - 37 °C) tandis que le minimum est en décembre-janvier (15 - 20 °C).

I.1.2.2.2 Evaporation

L'évapo-transpiration potentielle (ETP) enregistrée dans les deux stations est nettement supérieure aux valeurs pluviométriques (Fig. I.5), avec des cumuls annuels moyens de 3500 mm pour Rosso et 3800 mm pour Boutilimit.

L'ETP diminue du nord au sud parallèlement à l'augmentation de la pluviosité. La reprise évaporatoire varie au cours de l'année entre un maximum de 543 mm/mois à

Rosso en mars et avril et 450 mm/mois à Boutilimit en avril et mai et un minimum au mois d'août, de 130 mm/mois à Rosso et 120 mm/mois à Boutilimit.

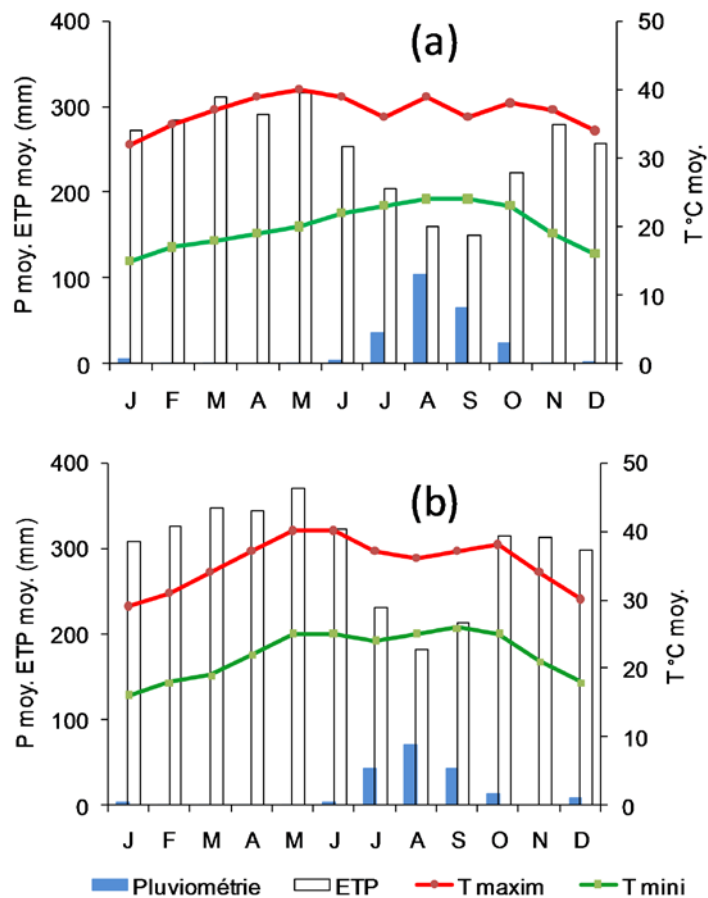


Fig. I.5 Evolution des paramètres climatiques mensuels (température, pluviométrie et évapotranspiration) à Rosso (a) et Boutilimit(b)

I.1.2.2.3 Humidité relative

Les valeurs maximales de l'humidité sont enregistrées durant la période de pluie, lorsque la mousson envahit la région. Quand les événements pluvieux sont intenses, les valeurs de l'humidité peuvent dépasser 80 %. En dehors de la saison de pluie c'est l'harmattan *Irrifi* qui assèche l'atmosphère et favorise l'évaporation en diminuant l'humidité jusqu'à moins de 30 % au mois de mai.

I.1.3 Contexte morphologique et hydrologique

En milieu semi-aride, l'intensité de l'infiltration peut dépendre de la situation topographique. La géomorphologie du paysage est donc importante pour aborder la variabilité spatiale de la recharge de nappe (Scanlon et al., 1999). De même, les sols, la végétation et l'hydrologie de surface influencent fortement la recharge de la nappe

phréatique. Dans les paragraphes suivants nous décrivons brièvement leurs caractéristiques sur la zone d'étude.

I.1.3.1 Traits majeurs

I.1.3.1.1 Géomorphologie

La zone d'étude est caractérisée par ses reliefs modérés composés essentiellement par des dunes de l'Ogolien, de 20 000 à 12 000 ans BP (Leprun, 1971 ; Michel, 1973) séparées par des couloirs interdunaires appelés localement « gouds ». Ces derniers deviennent de plus en plus larges et profonds quand on va du littoral vers l'intérieur du continent.

La partie la plus basse de la région se rencontre le long du rivage de l'Océan Atlantique où elle s'élève à moins de 1 m au-dessus du niveau de mer. Cette bande appelée Aftout es-saheli est généralement minuscule et envahie par des eaux marines lors de la rupture du cordon littoral et/ou par les crues du fleuve Sénégal dans sa basse vallée. Les sebkhas couvrent la plus grande partie de l'Aftout es-saheli.

Une grande étendue de hautes dunes de sable orientées sud-ouest/nord-est se situe dans la région immédiatement à l'est du littoral. Elles s'élèvent à moins de 50 à 100 m de hauteur d'ouest à l'est, pour leurs points les plus hauts.

Les couvertures pédologiques actuelles sont le résultat d'une alternance des mouvements eustatiques de transgressions et régressions, et d'alternances de climats humides et secs. Les sols sont caractéristiques du bassin sénégalo-mauritanien et généralement composés d'une alternance des dépôts sableux et argilo-sableux. Les sables dominent la configuration de la région par la présence des dunes fixes (à l'intérieur de la zone d'étude) et mobiles (près de la côte de l'Océan). Les gouds sont généralement distincts et leur lithologie varie entre dépôts marins calcaires, argile et sable légèrement coloré.

I.1.3.1.2 Fleuve Sénégal

Le fleuve Sénégal est le seul cours d'eau permanent de la Mauritanie. Il est constitué d'un unique lit mineur principal continu d'une largeur comprise entre 200 et 300 m. Il est associé à une vallée de quelques kilomètres de large, jusqu'à 20 km (Michel, 1973) et limite la nappe du Trarza sur une longueur de 450 km avant de se jeter dans l'Océan.

Pour la gestion concertée des eaux de surface du fleuve Sénégal, les états riverains du fleuve ont lancé à partir des années 1960 un programme de coopération qui a débouché sur la construction de deux grands barrages dans un contexte de désertification accélérée du Sahel. L'OMVS (Organisation pour la Mise en Valeur du fleuve Sénégal) a été créée en 1972 avec comme objectifs majeurs la construction du barrage hydroélectrique de Manantali (en 1988) à 1070 km de l'embouchure et d'un barrage anti-sel à Diama (en 1989) à 27 km de l'embouchure sur l'Océan Atlantique.

L'objectif du barrage de Diama est d'empêcher la remontée du front salé pendant l'étiage. En rehaussant, hors période de crue, le plan d'eau amont à plus de 2 m à Rosso (cote

IGN) au dessus du niveau de la mer, il favorise en outre l'irrigation gravitaire des cultures pratiquées dans le delta.

Le barrage de Manantali, qui retient un volume d'eau de 12 km³, est destiné à produire de l'énergie (205 MW de puissance installée, début de production en 2002) et à réguler les débits (soutien d'étiage pour l'agriculture irriguée et la navigation, laminage des fortes crues pour limiter leurs effets catastrophiques, soutien des faibles crues destiné à garantir une inondation suffisante du lit majeur pour la pratique des cultures de décrue et le maintien de l'équilibre écologique).

I.1.3.1.3 Lac de R'kiz

Le lac de R'kiz (Fig. I.1.6) est une cuvette enserrée entre deux dunes. Cette cuvette a 30 km de longueur, 4 km de largeur et est peu profonde. Elle occupe visiblement un ancien cours du fleuve Sénégal, dont le changement de parcours n'est pas actuellement daté. Le lac de R'kiz est un lac d'eau douce alimenté périodiquement par les crues du fleuve Sénégal à travers les défluent de Soukan et Laeweyga (Fig. I.6). Dans l'objectif de maintenir plus d'eau dans le lac durant toute l'année, les défluent ont été équipés en 1990 d'un barrage pourvu de vannes laissant passer l'eau pendant la crue et la retenant ou la ralentissant lors de la décrue.

I.1.3.1.4 Lac d'Aleg

Se situant également dans l'ancien lit désormais abandonné du fleuve Sénégal, dans une grande plaine à l'est de la zone d'étude, se situe la cuvette du lac d'Aleg, d'une longueur de 20 km et d'une largeur d'environ 5 km. Il constitue un système hydrologique actuellement bien différent de celui du lac de R'kiz. En effet, l'alimentation du lac d'Aleg dépend directement des pluies tombées sur les formations imperméables des Mauritanides et acheminées pour l'essentiel par l'Oued de Kechi, cours d'eau endoréique le plus important de la région du Brakna ; ces écoulements n'ont lieu que pendant la saison des pluies de juillet à octobre. L'eau termine sa course dans le lac, dont la profondeur maximum est de 3,5 m. Le lac, d'orientation WNW-ESE, est dépourvu d'exutoire (Fig. I.1). Lorsque les eaux atteignent la cote 29,9 m (IGN), qui correspond à la cote maximale la plus fréquente, la superficie en eau du lac est de 60,4 km² et le lac s'étend alors sur 16 km de longueur et 4,7 km de large. Son volume est alors estimé à 66 Mm³ (MDRE, 1998 in Taibi et al., 2005).

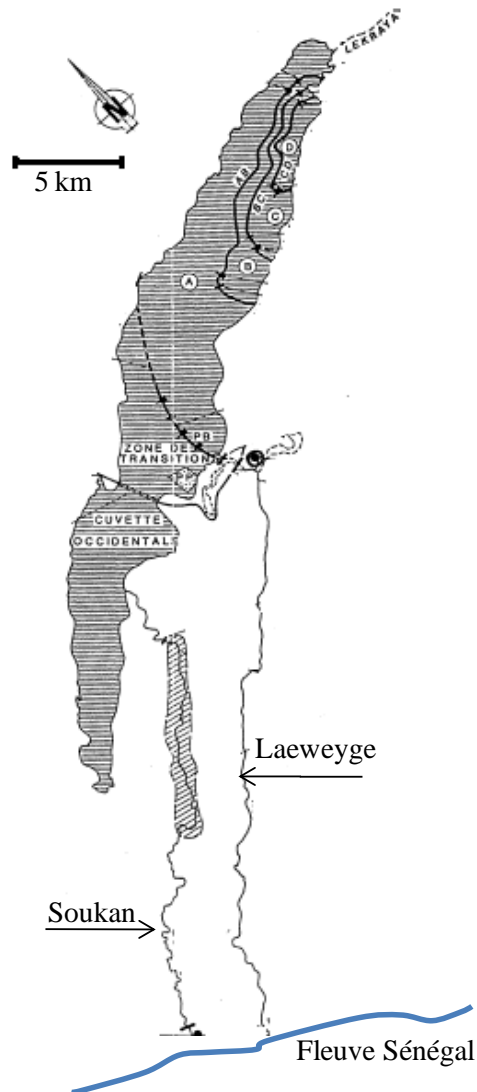


Fig. I.6 La cuvette du lac de R'kiz et ses défluent d'alimentation (limites SONADER)

I.1.3.1.5 Paléotracés des cours d'eau

Dans le sud de la zone étudiée, les images satellitaires témoignent d'importants paléochenaux du fleuve plus ou moins éloignés de son lit actuel, parfois jusqu'à 70 km (Fig. I.7). Ces multiples mouvements ont nécessairement eu d'importantes conséquences sédimentaires et hydrogéologiques. Les lacs de R'kiz et Aleg, déjà évoqués, illustrent bien l'impact actuel des fluctuations hydrologiques et géologiques passées. En effet, les deux lacs se trouvent dans la même dépression de l'ancien cours du fleuve, mais le lac de R'kiz est toujours alimenté par le fleuve et celui d'Aleg n'est plus alimenté que par des ruissellements de surface en bordure des Mauritanides.

Parmi les paléochenaux les plus éloignés du cours d'eau actuel, on note celui qui reliait probablement les deux lacs de R'kiz et Aleg et celui qui reliait le lac d'Aleg au fleuve actuel en aval de Boghé (Fig. I.7). L'abandon de ces anciens tracés du fleuve peut avoir été causé par un ou plusieurs facteurs dont :

- a) l'invasion du lit par les dunes de sable lors des périodes les plus sèches. En effet, pendant l'Ogolien le fleuve n'a pas dépassé la ville de Kaedi située à 200 km en amont de Boghé (Michel, 1973) à cause de son faible débit et de l'ensablement de son cours ;
- b) l'envasement du cours original dû à un débit faible du fleuve pendant les périodes de sécheresse moins extrême, et le creusement d'un nouveau cours d'eau durant la période pluvieuse suivante ;
- c) l'alternance de transgressions et régressions de l'Océan modifiant fortement l'épaisseur des dépôts dans la basse vallée et pouvant induire l'ouverture d'un nouveau cours du fleuve ;
- d) les vents de sable soufflant du nord-est, ensevelissant le cours du fleuve et causant sa déviation vers le sud.

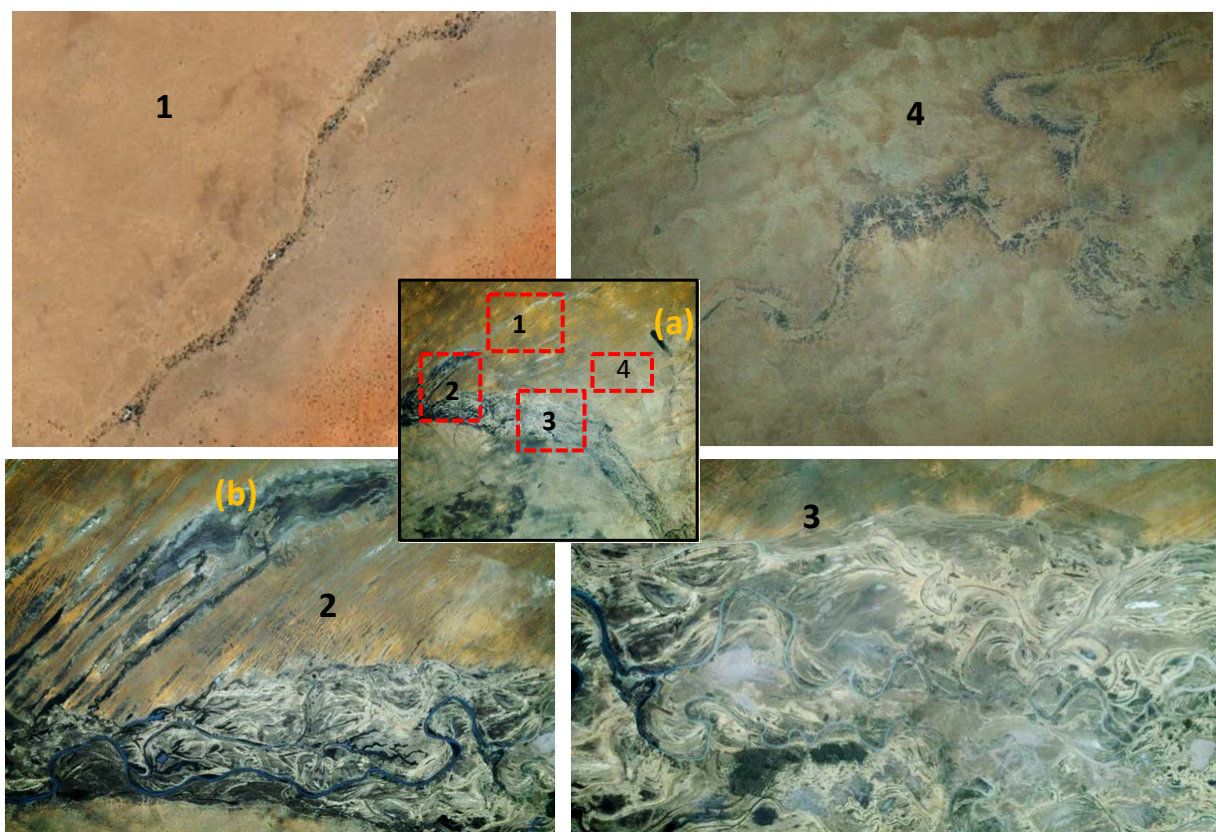


Fig. I.7 Images Google Earth (2012) montrant les paléotracés du fleuve Sénégal : (1) entre le lac de R'kiz et lac d'Aleg, (2) en amont du lac de R'kiz, (3), en aval de Boghé et (4) entre le lac d'Aleg et le fleuve, (a) lac d'Aleg, (b) lac de R'kiz

I.1.3.2 Types de végétation

Dans les deux tiers de la zone d'étude, la couverture végétale est réduite. Il existe de grandes différences entre les groupements végétaux du nord et du sud, étroitement liées aux variations pluviométriques, à la profondeur de la nappe phréatique, à la topographie et à la nature des sols. L'état actuel de la végétation et les associations végétales reflètent également les effets de la sécheresse et de l'exploitation humaine et animale.

Le littoral mauritanien est occupé par le *Tamarix senegalensis* (Fig. I.8) qui domine tous ses associés et forme jusqu'à 90 % du groupement. Ses associés comprennent *Salvadora persica* sur les monticules et d'autres espèces tolérantes au sel dans les dépressions comme *Arthrocnemum indicum*, *Nitraria retusa* et rarement *Acacia raddiana* et *Indigofera oblongifolia*. Il occupe généralement des sols lourds et supporte l'eau saline ou saumâtre des sebkhas.

Les groupements tendent à être très denses mais de grandes différences dans la hauteur des plantes existent. En raison de sa tolérance au sel, l'association autour de *Tamarix senegalensis* forme un groupement climax qui représente un état d'équilibre malgré le fait que *Tamarix* soit souvent très brouté par les chameaux et les autres animaux domestiques.



Fig. I.8 *Tamaris* du littoral mauritanien (photo 2011)

Dans les surfaces argileuses fréquemment inondées avant la construction du barrage de Diama et les digues de protection sur les deux rives du fleuve, la couverture végétale est principalement composée d'*Acacia nilotica* et *Acacia raddiana* (Fig. I.9) qui représentent ensemble environ 80 % de la couverture forestière. Parmi les nombreuses espèces qui leur sont associées se trouvent : *Zizyphus mauritiana*, *Boscia senegalensis*, *Balanites aegyptiaca*, *Bauhinia rufescens* et *Capparis decidua*. Le lac de R'kiz est entouré par une ceinture boisée exceptionnelle dans le contexte désertique de la région dû à son micro-climat lacustre.

Au nord de la zone d'étude, sur le massif dunaire, *Leptadenia pyrotechnica* domine la végétation (Fig. I.10). Ses associés sont limités et comprennent principalement *Calotropis procera*, *Balanites aegyptiaca*, *Acacia raddiana*, *Maerua crassifolia*, *Gommiphora africana*, de même que l'herbe *Panicum turgidum*. Ce type apparaît surtout sur des sols meubles de dunes bien qu'on le trouve parfois sur du sable compact et rarement sur des regs

couverts de sable. On le voit plus généralement entre Boutilimit et Nouakchott et à côté de Mederdra, Nimjat et R'kiz.



Fig. I.9 *Acacia raddiana* et *Balanites aegyptiaca* au bord du défluent Soukan (2010)

D'une manière globale, le tapis végétal est discontinu mais reste important. Il est subordonné à un cycle végétatif court. Les plantes qui forment ce tapis végétal doivent s'adapter aux conditions désertiques : plantes grasses, plantes à petites feuilles et fortes épines, plantes à liège abondant. Les graminées les plus répandues sont le cram-cram (*Cenchrus biflorus*), le sbat (*Aristida pungens*), le merkba (*Panicum turgidum*). Ce tapis végétal évolue en fonction du rythme saisonnier. Durant l'hivernage, la couverture végétale est en pleine expansion alors qu'elle se retrouve cantonnée principalement dans et sur le pourtour des lacs et dans les lits des oueds durant la saison sèche.

L'agriculture n'occupe pas une grande superficie. Conditionnées par les hauteurs pluviométriques, les activités vivrières, qui représentent la principale production, ne s'étendent qu'à proximité du fleuve Sénégal et du lac de R'kiz. Les cultures majeures sont le sorgho, le mil et le riz. D'autres cultures maraîchères comme les oignons, les tomates et les poivrons sont produites sur les rives du fleuve grâce à des canaux d'irrigation mais ne représentent qu'une faible part de la production. La superficie totale irriguée est estimée de l'ordre de 15000 ha dont la grande partie dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal.

Depuis la construction du barrage de Diama en 1989, les nouvelles conditions de l'environnement ont favorisé le développement de la végétation aquatique. Les remplissages plus importants induisent une plus grande stabilité du niveau au cours d'année et limitent la durée de conditions hydrologiques extrêmes. Ces modifications du milieu ont provoqué l'apparition et le développement rapide d'espèces végétales absentes ou rares auparavant comme la mauvaise herbe *Thypha latifolia* qui pousse très rapidement et densément (Fig. I.11). Ces plantes de milieu humide causent des pertes importantes dans la production agricole (Duvail, 2001). Certaines utilisations économiques

de ces plantes peuvent être envisagées comme la valorisation énergétique mais aussi la fabrication de charbon (technique bien améliorée au niveau de l'ISET de Rosso, Mauritanie).



Fig. I.10 *Leptadenia pyrotechnica* (2010, Après la pluie)



Fig. I.11 La mauvaise herbe *Typha* (2010)

Ces dernières années, une jeune couverture d'*Acacia raddiana* est en train de pousser au sud de Tiguint et Mederdra (Fig. I.12). Ces jeunes forêts présentent une densité élevée rendant impossible la traversée à pied (village de N'kek, à l'est de Charat, au sud-ouest du lac de R'kiz). Ceci pourrait être interprété par un retour depuis les années 1990 à un régime pluvial dans la moyenne suffisant pour la régénération des savanes (Hamerlynck &

Duavail, 2003). Le rôle de la précipitation est accentué par l'impact positif du barrage de Diama sur l'écosystème en mettant disponible un volume d'eau plus important et permanent en amont du barrage. Une forêt dense d'*Acacia tortilis* s'est développée auprès du barrage à l'entrée du Parc National du Diawling (Hamerlynck & Duvail, 2003).

Par contre, en aval du barrage, les effets de Diama sont néfastes : salinisation des terres, appauvrissement voire disparition de certaines plantes de mangrove, comme *Avicennia africana* et *Sporobolus robustus* (Michel et al., 1993 ; Duvail, 2001 ; Hamerlynck & Duavail, 2003 ; Taibi et al., 2005 ; Diaw et al., 2012).



Fig. I.12 Jeune forêt d'*Acacia raddiana* : gouds de N'kek (à gauche) et Charat (à droite)

Depuis la sécheresse des années 1970-80, la couverture végétale dans les pays du Sahel a beaucoup diminué (Bernus, 1984 ; Valentin, 1994 ; Leduc, 2003 ; Leblanc et al., 2008 ; Emeterio et al., 2011). Dans le sud-ouest de la Mauritanie, les conséquences de la sécheresse sont foudroyants (Pitte, 1975 ; Toupet, 1983 ; Mohamed Val, 1996). Ainsi, les beaux peuplements de gommiers décrits par les plus vieux habitants, qui s'étendaient sur plusieurs milliers d'hectares au nord du lac de R'kiz et qui constituaient une activité commerciale locale, ont été entièrement décimés. Aujourd'hui, la couverture végétale est très réduite et les arbres sont très espacés dans les gouds (Fig. I.13).

Pour faire face à la désertification, le gouvernement mauritanien s'est lancé activement depuis les années 1980-90 dans un programme de reboisement de tout le pays, en particulier avec *Prosopis juliflora*, du fait de sa force capacité de développement et de sa faible dépendance aux pluies puisque son système racinaire puise dans les nappes jusqu'à plus de 30 m de profondeur. Depuis son arrivée dans le pays à la fin des années 1980, le *Prosopis* a commencé à envahir les plaines et les dépressions inondables favorables aux certaines activités socio-économiques. Son expansion rapide résulte d'introductions intentionnelles ou involontaires et est favorisée par les animaux qui se nourrissent de ses gousses et par le transport éolien de ses graines.

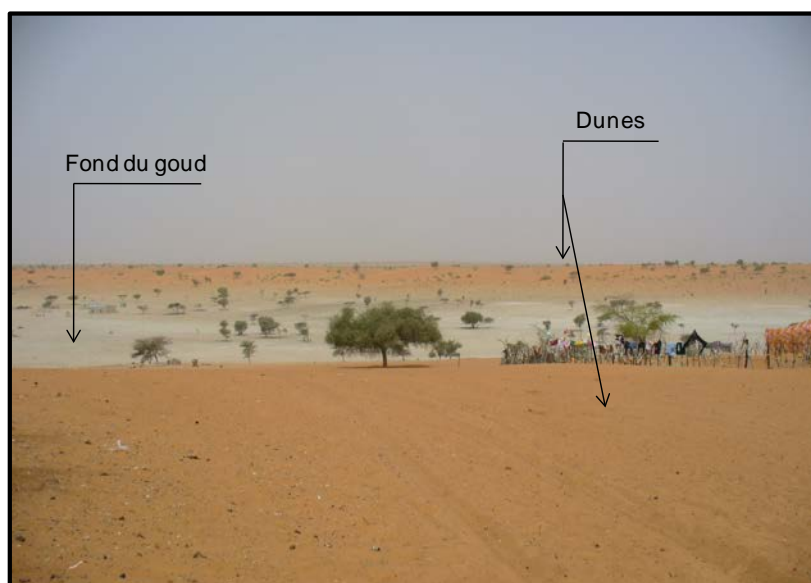


Fig. I.13 Présence des arbres à l'échelle d'un goud : le goud de Toumbou Yeeli

I.1.4 Contexte humain et économique

I.1.4.1 Population

La région d'étude (Trarza et Brakna) fait partie d'un des principaux espaces de la Mauritanie tant en terme de ressources économiques que de densité de peuplement (Ould Jiddou, 2005). Dans l'histoire, les nomades représentaient la majorité de la population. Les villes et les villages actuels se sont établis autour d'un puits ou d'un point d'eau superficielle facilement accessible pour répondre à leurs besoins en eau : « migrer pour aller à la recherche de nourriture et d'eau... quand le puits, premier facteur de bien-être, ne remplissait plus sa fonction, le village se déplaçait pour se reconstituer autour d'un autre point d'eau. Quand la nourriture venait à manquer, la situation était encore plus dramatique... » (OCDE, 2002). La sécheresse a poussé la plupart des nomades à se fixer auprès des villes. Cette désaffection du nomadisme répond aux vœux du gouvernement mauritanien dans les années 1960 pour des mesures de santé et d'éducation (Pitte, 1975). La région d'étude regroupe une population d'environ 280 000 habitants (données de l'ONS en 1998). Le taux d'accroissement annuel estimé à 2,4 %. Avec ce rythme de croissance, les études de prospective à long terme prévoient une population de 450 000 aux alentours de 2020, soit presque deux fois la population actuelle. Elle sera installée principalement dans les 6 grandes villes de la région, Rosso, R'kiz, Mederdra, Ker-Mecèn, Boghé, Boutilimit et Tiguint.

Ce peuplement est historiquement d'origines géographiques diverses, mais de nos jours on retrouve principalement trois communautés linguistiques vivant ensemble dans la région : les maures (majoritaires), les wolofs et les peuls.

La préoccupation première des autorités est de trouver des ressources en eau pour ces villes en 2030 et, plus généralement, pour les prochaines générations urbaines.

I.1.4.2 Principales activités économiques

Du point de vue économique, cette population se répartit en deux ensembles :

- Une population d'agriculteurs, dans la vallée du fleuve Sénégal ainsi que dans ses défluent, ce qui explique l'importance de la sédentarisation dans les régions du Trarza et Brakna. La région d'étude dispose de plus de 55 000 ha de terres agricoles mais seulement 15 000 ha sont aménagés, dont 9 000 ha en riziculture. Le rendement est de l'ordre de 2 à 5 tonnes de riz par hectare en moyenne. La vocation essentiellement agricole de cette région a poussé le chef de l'état mauritanien en 2008 à l'appeler la capitale agricole du pays. Car il est vrai que l'agriculture du Trarza occupe une place prépondérante dans l'économie du pays avec les plus grandes superficies destinées à l'irrigué (30 000 ha) et plus de 300 grands exploitants.

La production agricole est essentiellement le fait des grands hommes d'affaire. Mais, une autre partie de la production provient de petites exploitations familiales dont près de 60 % ont une superficie variant de 1 à 5 hectares et le reste de 6 à 10 hectares. Les petites exploitations sont organisées autour des ménages comprenant le chef de famille et les membres de sa famille directe. En dehors des cultures de rente qui sont commercialisées, l'essentiel de la production est alors destiné à l'autoconsommation.

Malgré tout, le pays souffre toujours d'un déficit alimentaire chronique. La production agricole ne permet de satisfaire que moins de la moitié des besoins, le reste est assuré par les importations des commerçants ou par des aides internationales.

- Une population de pasteurs sur tout le reste de la région : la majeure partie des hommes sont des nomades éleveurs dont les mouvements sont liés à la transhumance des troupeaux. La région d'étude a toujours été une zone privilégiée de l'élevage grâce à la présence d'eau de surface du fleuve et ses défluent. Les estimations du cheptel sont de : 150 000 têtes de bovidés, 1 275 000 ovins et caprins, 65 000 camelins (données de la Direction de l'Elevage en 2010).

Les sécheresses ont été dévastatrices pour la population et l'économie de la région, et en particulier le cheptel qui a diminué². Les camelins ont moins souffert que les autres herbivores domestiques grâce à leur capacité à résister aux conditions difficiles imposées par la sécheresse, mais la crise des années 1970-80 a décimé 20 à 50 % des bovins, 15 à 30 % des petits ruminants, contre 5 % seulement des camelins (B. Faye, 1997).

² La plupart des éleveurs cédaient leurs bétails et migraient en villes. Le prix d'une vache laitière était estimé à 2000 UM (Ouguiya) en 1982 alors que quelques années auparavant elle en valait plus de 15000 UM (information personnelle de Mohamed Abdellahi, 80 ans).

Certaines cultures pour l'exportation ont disparu, comme la production de la gomme arabique, alors que, jusqu'à la fin du 18^{ième} siècle, la Mauritanie fut avec le Sénégal le principal pourvoyeur de l'Occident en gomme (Giffard, 1966). L'exportation de la Mauritanie en 1960 était de 1800 à 2800 tonnes, issues principalement de la région du Trarza et Brakna.

Avec la sécheresse, les pratiques d'élevage et les modes de conduite des troupeaux ont connu de profondes mutations dans cette région. Le nomadisme extensif, aujourd'hui en très fort recul, est remplacé par un semi-nomadisme et surtout un élevage familial sédentaire, systèmes beaucoup plus intensifs. Ce processus est principalement dû au regroupement des familles nomades dans un village pour pouvoir scolariser leurs enfants ou permettre la commercialisation du lait, devenue ces dernières années une pratique fréquente nécessitant de se trouver près des grands axes routiers.

I.2 Contexte géologique et hydrogéologique

I.2.1 Description géologique

La zone d'étude se situe dans la partie nord du bassin sénégalo-mauritanien (Fig. I.14). La géologie du Trarza présente donc une succession de séries sédimentaires, d'origine marine, fluviatile et éolienne, d'âge méso-cénozoïque à quaternaire (Elouard, 1959; Caruba & Dars, 1991). Ce bassin correspond à un affaissement de la plate-forme africaine produit à la faveur des lignes tectoniques d'orientation générale nord-sud parallèles à la chaîne paléozoïque des Mauritanides (c.f. Ould El Joud, 1998).

Au Sénégal, les forages pétroliers entrepris dans les années 1950 ont montré l'existence d'une série sédimentaire très épaisse et complète débutant très probablement au Trias (Bellion, 1987). En Mauritanie, dès les années 1950 et dans le cadre des campagnes de prospection d'eau, plusieurs forages profonds ont été réalisés. La série sédimentaire post-paléozoïque reconstituée à partir des données des forages est connue sans interruption du Trias au Quaternaire (Elouard, 1959 ; Bellion, 1987).

Le bassin montre un épaississement d'est en ouest (Fig. I.15). Le socle a été atteint par les forages : à 96 m (Aleg), 277 m (N'doumri situé à mi-chemin entre Idini et Boutilimit) et à 480 m à Idini. Du sud au nord, le schéma est moins clair : le socle est atteint à 146 m (Legat, 50 km à l'est du lac R'kiz), 480 m à Idini et à 270 m (Oum-tounsi situé à 60 km au nord d'Idini).

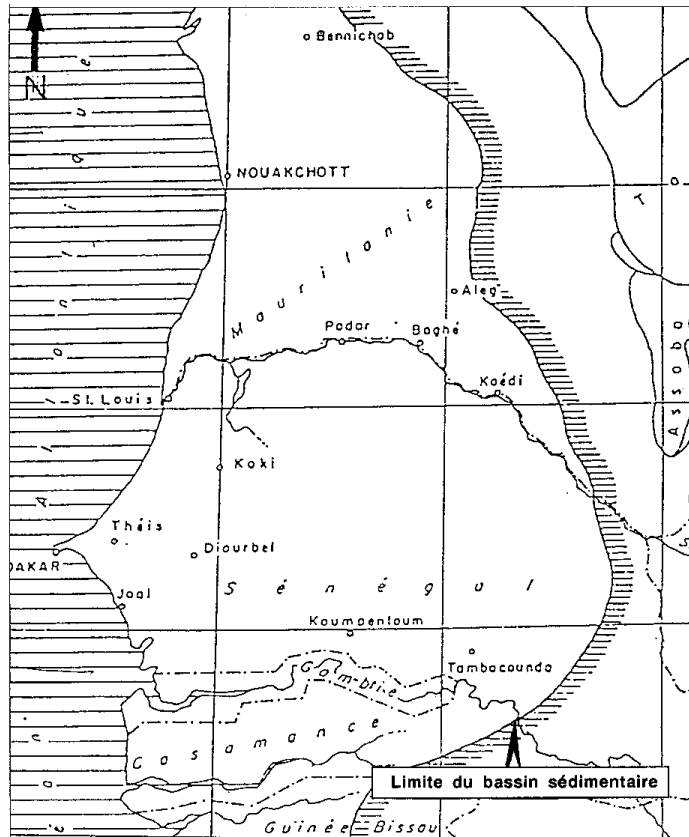
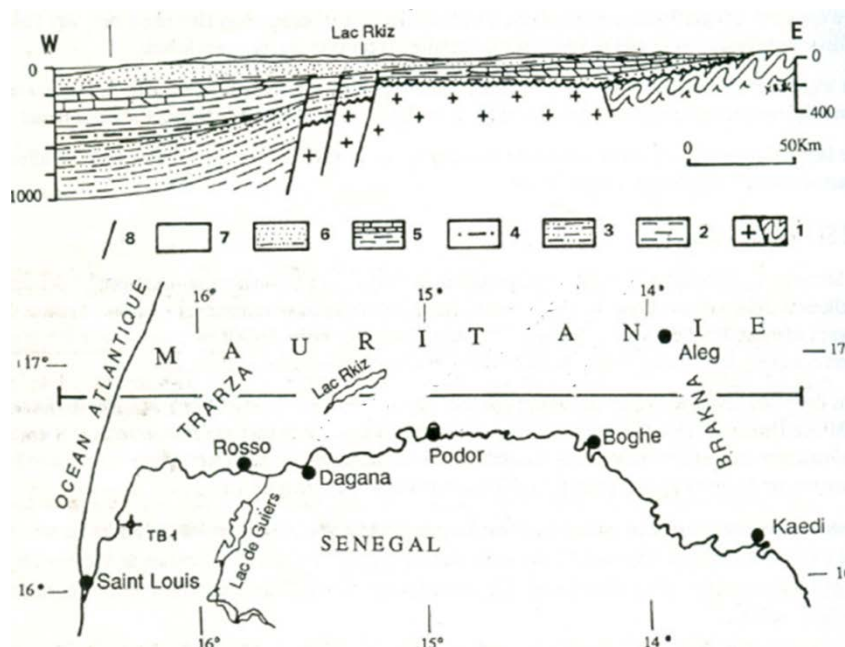


Fig. I.14 Bassin sénégalo-mauritanien (tiré de Bellion, 1987)



1: Socle ; 2 : Argiles sénoniennes ; 3 : Maastrichtien ; 4 : Paléocène ; 5 : Eocène inférieur ; 6 : CT ; 7 : Quaternaire ; 8 : Faille.

Fig. I.15 Epaisseur des formations du bassin sénégalo-mauritanien de l'Océan à l'ouest à Aleg à l'est (Bellion, 1987)

I.2.2 Lithologie et stratigraphie

Le Quaternaire affleure sous forme de dunes et gouds. Il surmonte les formations du Continental Terminal (CT), atteint par la majorité des puits exploitant la nappe du Trarza. Le CT constitue donc la partie inférieure de la nappe. La description stratigraphique sera limitée à ces deux formations géologiques (Quaternaire et CT).

I.2.2.1 Le Quaternaire

Le Quaternaire regroupe des formations continentales dunaires et lacustres et des dépôts marins. La puissance de ces formations est souvent inférieure à 20 m, mais peut atteindre dans certains endroits 50 m au sommet des dunes (à l'est de Boutilimit). Les formations du Quaternaire constituent la majeure partie des affleurements du bassin sénégalomauritanien. Elles sont représentées par des sables éoliens sous formes des dunes rouges anciennes, des sables jaunes récents, des argiles et des limons. Des dépôts lagunaires salins existent toujours en bordure de l'Océan dans l'Aftout-essahli et la grande sebkha de N'dramcha.

I.2.2.2 Le Continental Terminal (Mio-Pliocène)

Le CT constitue l'unité la plus épaisse du bassin sénégalomauritanien. Sa datation est difficile du fait de l'absence de fossiles dans les séries sédimentaires, mais la plupart des auteurs le datent du Mio-Pliocène (Archambault, 1950; Elouard, 1959; Dieng, 1987).

Les faciès lithologiques tirés des interprétations des carottes des puits (Elouard, 1959) sont très variables dans l'espace - horizontalement et verticalement- d'un forage à un autre. A l'échelle locale, comme à Idini où plusieurs coupes de forages sont disponibles, les faciès montrent des variations importantes en moins d'un kilomètre, les sables étant plus ou moins argileux et les argiles plus ou moins sableuses. Les sédiments détritiques très hétérogènes du CT comprennent des intercalations de sables, de limons argileux et d'argiles souvent remaniés, d'origine fluviale, lacustre et éolienne. Dans le sud-est de Boutilimit, les forages montrent la présence dans les formations du CT de couches calcaires, considérées comme d'origine lacustre (Michel & Durand, 1978).

L'épaisseur des formations du CT est variable du sud au nord. Elle passe de moins de 50 m auprès du lac de R'kiz à 160 m à Idini puis à 250 m à Oum-Tounsi. Dans la partie orientale de la nappe, leur puissance est de 60 m à Aleg et à Boutilimit.

Les limites entre les formations du Quaternaire et CT sont difficiles à définir à cause de la ressemblance des matériaux. Cependant, il a été supposé que la limite supérieure du CT est souvent composée d'une cuirasse latéritique. Dans les zones où cette cuirasse n'est pas présente, l'apparition du grès (appelé localement grès du Trarza) est prise comme référence (Elouard, 1959).

La géologie de la région d'étude résulte aussi de l'alternance d'épisodes climatiques humides et arides. Ces perturbations climatiques ont influencé, et influencent toujours, l'hydrodynamique de la nappe. Il est donc judicieux de rappeler les principales variations climatiques du Quaternaire récent (depuis 40 000 ans) pour comprendre le fonctionnement hydrodynamique actuel de la nappe. On peut distinguer 3 grandes périodes : l'Inchirien (avant 20 000 ans BP), l'Ogolien (20 000 - 12 000 ans BP) et l'Holocène (12 000 - 2000 ans BP).

L'Inchirien supérieur (40 000 - 20 000 ans BP)

L'Inchirien est l'avant-dernière transgression marine de Mauritanie qui serait contemporaine d'un interstade du Würm. Ses faciès caractéristiques sont des sables légèrement argileux, verdâtres, riches en faune ou des lumachelles et grès coquilliers de plage "beach-rock" (Elouard, 1975).

Les auteurs antérieurs (Chamard, 1972 ; Elouard, 1959, 1975 ; Fontes et al., 1977 ; Lézine & Casanova, 1989 ; Lézine et al., 2011) affirment que le niveau de la mer a dépassé de 6 à 10 m le niveau actuel, le maximum de la transgression inchirienne se situant entre 30 000 et 33 000 ans BP. La mer s'est retrouvée alors à plus de 130 km à l'intérieur du continent et a formé un vaste golfe à l'emplacement de l'actuelle Sebkha N'Dramcha (Hébrard, 1978). Elouard (1959) et Paloc (1962) plaçaient sa limite à l'est de Boutilimit (Fig. I.16). Cette période a été marquée par un climat humide et une pluviosité élevée allant jusqu'à 500 mm/an (Hébrard, 1978), qui ont permis la mise en place d'un couvert végétal dense arboré. Pendant la régression post-inchirienne, le climat est devenu sec, le débit des cours d'eau a baissé et le couvert forestier s'est dégradé. Le creusement du continent par les cours d'eau est entretenu par la régression marine (Michel, 1978).

L'Ogolien (20 000 - 12 000 ans BP)

Durant l'Ogolien (20 000 - 12 000 ans BP) se seraient produits plusieurs épisodes secs donnant naissance à une succession de dépôts riches en calcaire formant des bancs de grès sur l'ensemble du Trarza et la majeure partie du Brakna. Cet ensemble dunaire de 2 à 20 m d'épaisseur est souvent de couleur rouge (oxyde de fer), d'où le nom des dunes rouges donné par Tricart (1955). Elouard (1959), poursuivant l'observation de ces ergs, a proposé le terme d'Ogolien pour désigner cet étage de dunes rouges parce que leur modèle toujours bien conservé jusqu'à présent dans la région centrale du Trarza, appelée aussi région d'Ogol du fait de la présence d'oglots, « puits peu profonds » (Désiré-Vuillemin, 1995).

D'après Elouard et Faure (1967), l'Ogolien correspond à une chute rapide du niveau de la mer de 50 m, c'est-à-dire vers la cote -110/-120 m par la régression glaciaire mondiale. Ces grandes dunes longitudinales de direction NE-SW ont barré progressivement la basse vallée du fleuve Sénégal (Michel & Sall, 1984). Ce barrage dunaire qui s'étendait jusqu'à

Kaedi (environ 500 km de la côte actuelle) a favorisé le dépôt d'un remblai d'inondation sablo-argileux (Michel & Sall, 1984).

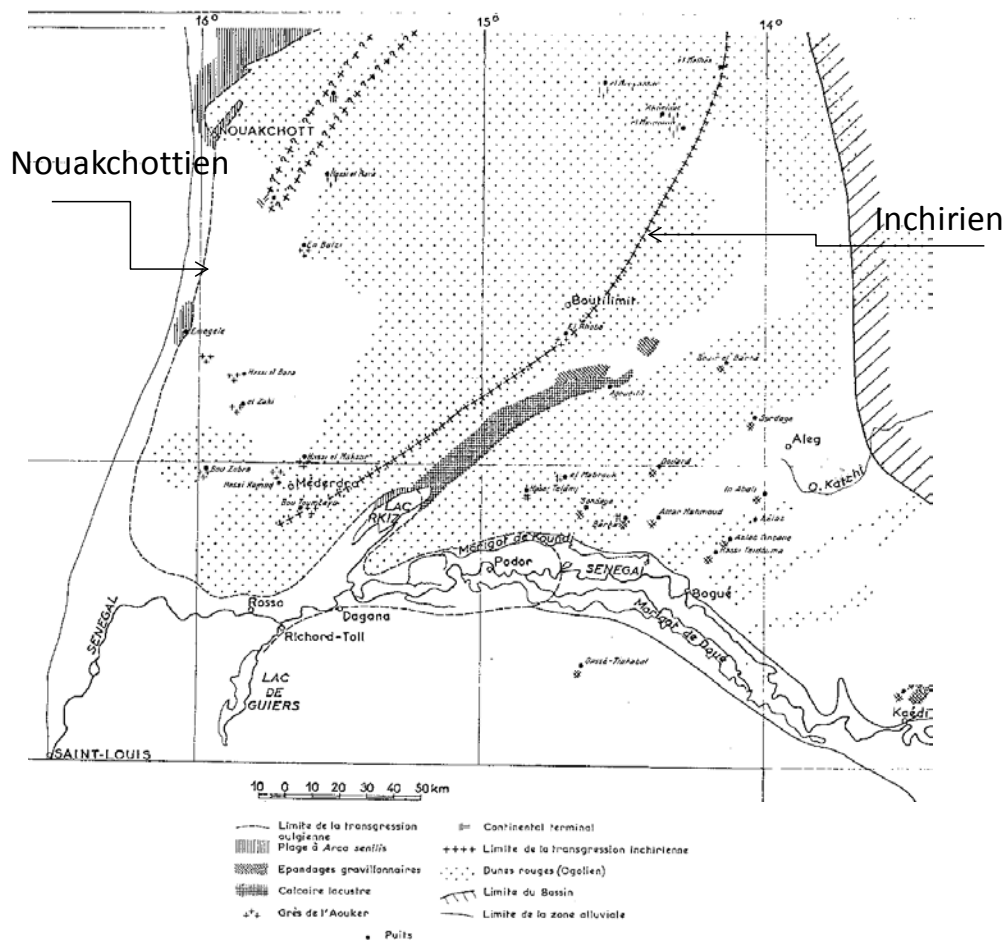


Fig. I.16 Limites des dernières transgressions (Inchirien et Nouakchottien), modifié d'après Elouard (1959)

Holocène (10 000 - 2000 ans BP)

A partir de 9000 ans BP, une phase climatique humide se met rapidement en place (Lézine & Casanova, 1989) et se traduit par le développement rapide de la végétation et la fixation des dunes rouges. (Diop & Sall, 1979) confirment que les réseaux hydrographiques ont acquis définitivement leurs configuration durant le pluvial de l'optimum de l'Holocène inférieur entre 10 000 et 8000 ans BP, le climat était très humide et la pluviosité abondante. A cette même époque se développent des petits lacs interdunaires (Miskovsky et al., 1991 ; Vernet, 1993).

Avec le retour à l'humide, le débit du fleuve augmente et il perce de nouveau le barrage dunaire pour rejoindre la mer. Les paléochenaux présents actuellement dans la topographie (Fig. I.7) peuvent être liés à des divagations de cette époque. Cette phase humide a été interrompue par un pic de sécheresse entre 8000 et 7000 ans BP, avant la période transgressive du Nouakchottien (Ould Sabar, 2001).

La transgression nouakchottienne définie par Elouard (1959) est la dernière transgression marine de la Mauritanie. Durant le maximum transgressif vers 5500 ans BP (Barusseau et al., 1995), la mer a atteint la cote 1 à 2,5 m au-dessus de son niveau actuel. La mer a envahi le continent, au nord dans le golfe de Tafoli (actuelle sebkha N'Dramcha), allant jusqu'à 90 km du littoral actuel (Fig. I.16), et au sud dans le delta du fleuve Sénégal où les eaux marines ont remonté jusqu'à Boghé à 230 km de l'embouchure actuelle (Michel, 1973).

L'optimum climatique (4800 ans BP environ) oriente les vents et donc les vagues dans un sens favorable à une invasion marine profonde (Chevalier & Hébrard, 1972 ; Vernet & Tous, 2004 ; Munitza et al., 2008), permettant à la mer de s'enfoncer profondément dans les gouds interdunaires (l'estran peut dépasser plusieurs kilomètres) et dans le lit du fleuve Sénégal.

Vers 4000 ans BP, la régression post-nouakchottienne ou Tafolien commence et dure plus de 2000 ans (Elouard, 1975). C'est au cours de cette période régressive à faible pluviométrie que la mer aboutit à son niveau actuel et que se forme le cordon littoral à partir du sable marin sous l'influence des houles atlantiques (Vernet, 1993).

I.2.3 Description hydrogéologique

Dans le sud-ouest de la Mauritanie, le bassin sénégalo-mauritanien renferme dans les formations du CT et du Quaternaire la grande nappe du Trarza. Comme pour la géologie, les systèmes de références hydrogéologiques datent des années 1960. Depuis, les études sont rares et se limitent à des rapports techniques inédits ; on trouve peu de travaux de recherche vraiment nouveaux et ils se limitent souvent à l'interprétation des données existantes. Les principaux travaux de références sont rappelés brièvement :

Archambault (1950), qui fut le premier à effectuer des études hydrogéologiques dans le Trarza, a découvert l'importance de l'eau souterraine du Trarza. En 1959, Elouard dans le cadre de travaux de ses travaux de thèse effectue une mise au point très détaillée de l'inventaire de données antérieures et des siennes. Dans ses travaux, l'accent a été mis sur une étude stratigraphique, paléontologique et hydrogéologique pour comprendre le fonctionnement de la nappe. En 1962, Paloc a complété et rectifié la première carte piézométrique de la nappe du Trarza, à partir des travaux d'Elouard (1959).

Bien plus récemment, Diagana (1994) a étudié la relation entre eaux souterraines et eaux de surface du fleuve Sénégal. Les piézomètres utilisés dans cette étude sont tous au sud du fleuve mais les caractéristiques géologiques similaires du bassin au sud et au nord du fleuve rendent ces résultats transposables à la nappe du Trarza. En 1995, Seméga centre sa thèse sur les interactions physico-chimiques des eaux de la nappe du Trarza, mais seulement dans le champ captant d'Idini et 20 puits de l'axe routier Tiguint-Rosso.

En 1998, Ould El-Joud dans ses travaux de thèse avait tracé une carte piézométrique de la nappe du Trarza. Au contraire de Paloc (1962), cette carte montre la présence de plusieurs dépressions piézométriques fermées que l'auteur interprète comme naturelles et non pas liées aux effets de pompage. Dans cette même carte (Ould El-Joud, 1998)

l'auteur trace certaines dômes piézométriques jusqu'à +10 m d'altitude au nord immédiat du lac de R'kiz et à l'est de Boghé.

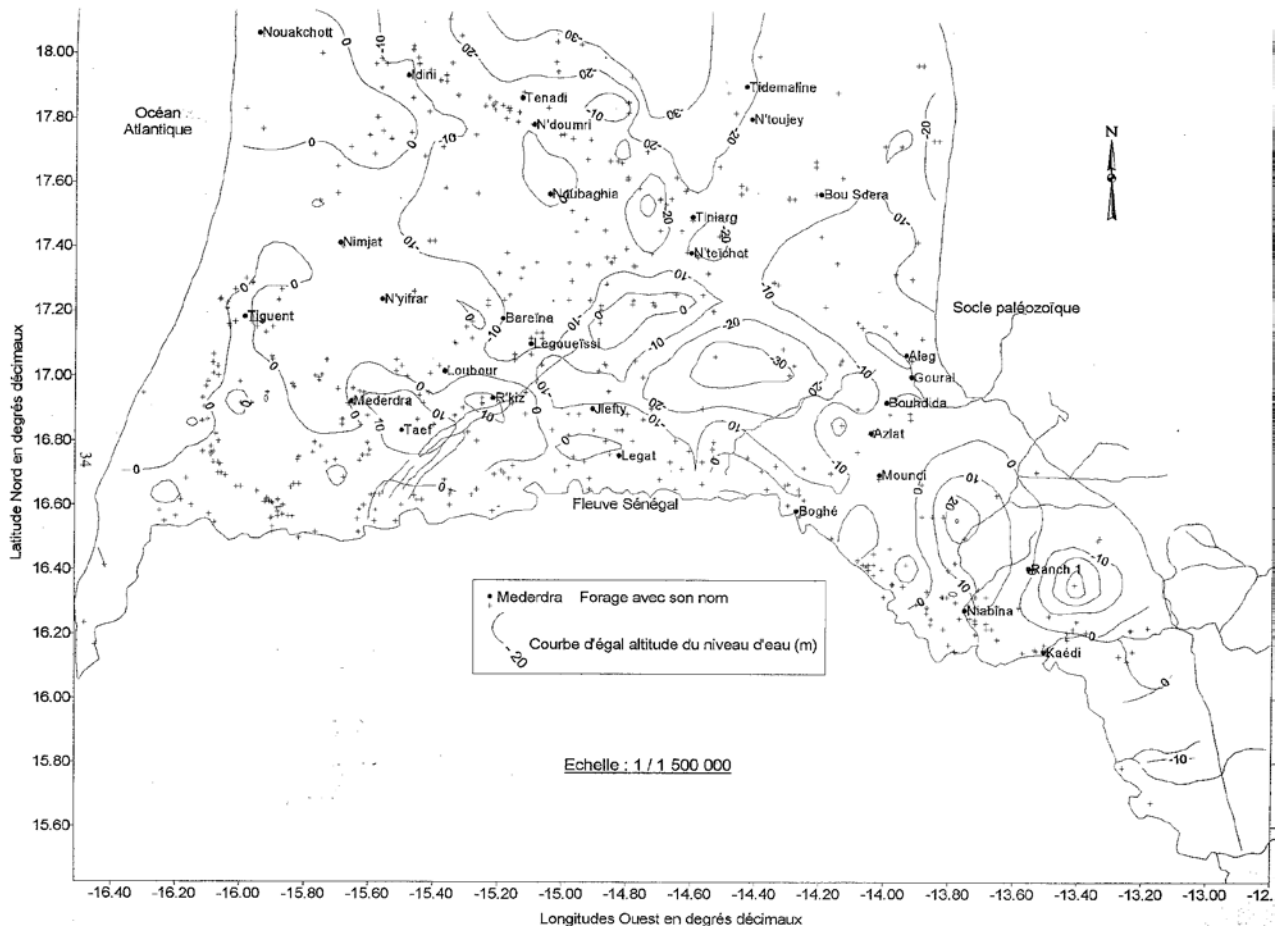


Fig. I.17 Carte piézométrique de la nappe du Trarza (Ould El-Joud, 1998)

Dans un rapport de l'USGS, Michael et al. (2008) ont tracé une carte piézométrique de la région. Les courbes piézométriques sont très espacées et montrent la présence d'une dépression piézométrique fermée au nord de Boutilimit.

En dehors de ces travaux de recherche, il existe plusieurs rapports techniques associés à des campagnes d'implantation des forages pour l'alimentation en eau des centres urbains. En effet, des centaines de forages ont été réalisés dans le cadre de coopérations inter-gouvernementales (Japon, Qatar, Chine...). Ces rapports contiennent souvent les données élémentaires, des données physico-chimiques et le niveau statique de la nappe.

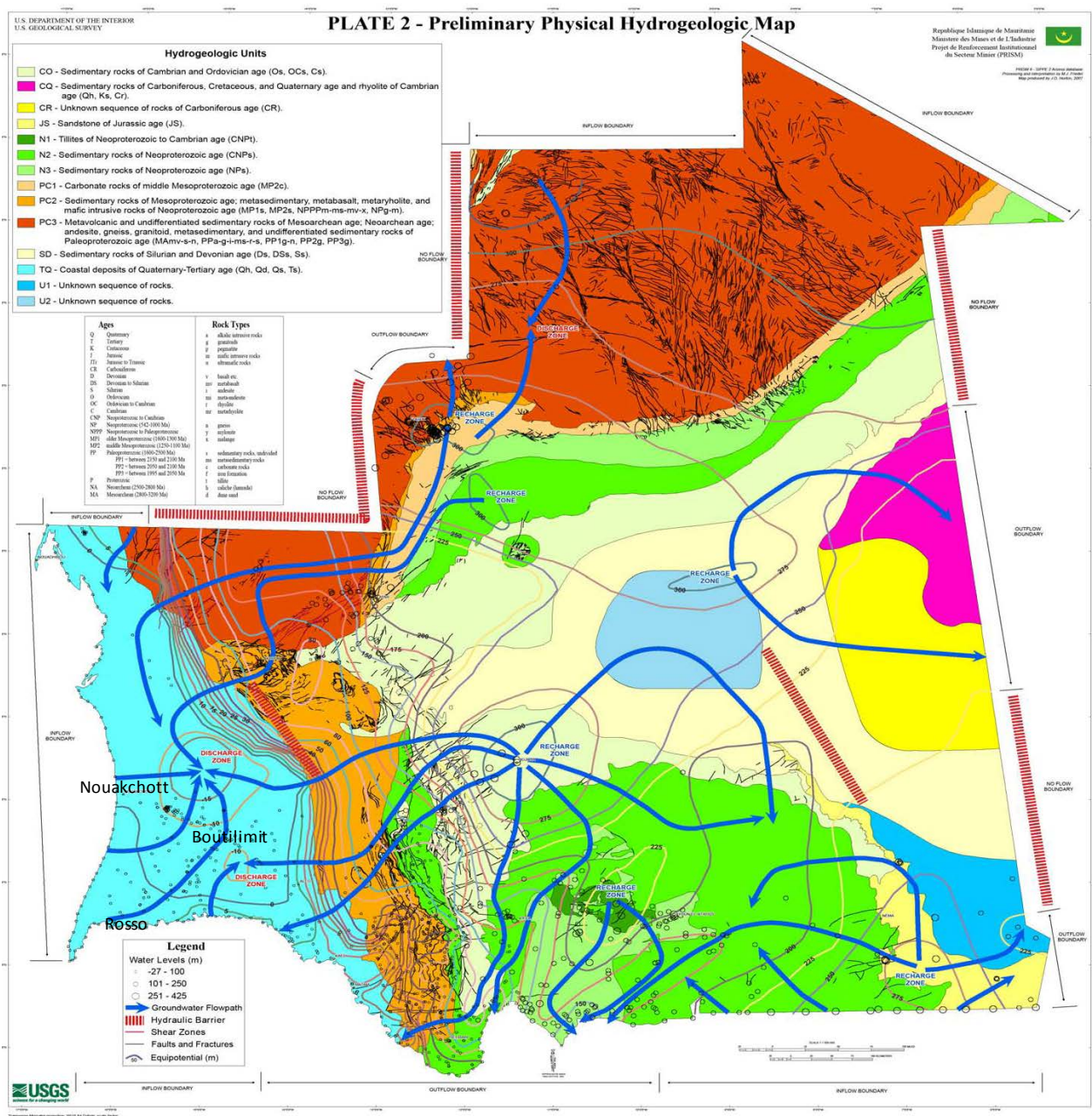


Fig. I.18 Carte piézométrique, tirée du rapport de USGS (Michael et al., (2008))

I.2.4 Caractéristiques hydrodynamiques : débit spécifique (Q_s) et transmissivité (T)

Comme la lithologie, les paramètres hydrodynamiques de la nappe sont très variables du fait de la diversité des faciès des formations aquifères, autant qu'on puisse interpréter les peu nombreuses valeurs de la nappe du CT. Pour cette étude, une dizaine de valeurs de transmissivité et débit spécifique ont été collectées dans divers rapports techniques (Tableau I.3). Les estimations sont souvent issues de pompages de courte durée (quelques heures) et ont donc une fiabilité limitée.

Les estimations du débit spécifique (Q_s) s'échelonnent entre 0,59 et 36,51 $m^3 \cdot h^{-1} \cdot m^{-1}$, avec une médiane de 6,64 $m^3 \cdot h^{-1} \cdot m^{-1}$. Plus de 80 % des valeurs sont comprises entre 0 et 10 $m^3 \cdot h^{-1} \cdot m^{-1}$ et un tiers entre 5 et 10 $m^3 \cdot h^{-1} \cdot m^{-1}$. Il n'existe aucune organisation régionale à l'échelle de la nappe, des valeurs élevées se rencontrant au nord comme au sud. A l'échelle kilométrique, les valeurs peuvent varier du simple au double voire au triple comme dans le champ captant d'Idini (de 6,8 à 18,8 $m^3 \cdot h^{-1} \cdot m^{-1}$) et à R'kiz (1,8 à 3,62 $m^3 \cdot h^{-1} \cdot m^{-1}$).

Les rares données de transmissivité sont aussi variables que le débit spécifique. Les valeurs varient de 10^{-4} à $3 \cdot 10^{-2} m^2 \cdot s^{-1}$ avec une médiane de $3,7 \cdot 10^{-3} m^2 \cdot s^{-1}$ ($n=24$). Là encore, aucune répartition spatiale particulière n'apparaît. Il n'y a pas davantage de corrélation entre la transmissivité et l'épaisseur de l'horizon capté. L'interprétation des ces valeurs paraît donc très difficile en l'absence des coupes de forages.

I.2.5 Exploitation de la nappe

Environ 2000 points d'eau (en majorité des puits) ont été recensés dans le Trarza en 2011 par AGIRE/MHA. Ces forages d'eau sont utilisés pour l'alimentation en eau potable et l'abreuvement du cheptel. Les prélèvements effectués sont très faibles et extrêmement dispersés. La seule exploitation intensive est celle du champ captant d'Idini qui alimentait en eau potable Nouakchott entre 1965 et 2011. Depuis 2011, la ville est alimentée par les eaux du fleuve Sénégal via la station de Ker-Mecèn située à 30 km en amont du barrage de Diama et à 250 km de Nouakchott. Le volume prélevé à Idini en 2010 était de l'ordre de 60 000 m^3 par jour. Les autres prélèvements pour l'alimentation des centres urbains sont moins importants et évalués par la Société Nationale de l'Eau (SNDE) à environ 6 000 m^3 par jour. Il faut ajouter à ces prélèvements urbains l'exploitation commerciale de 4 sociétés d'eau minérale, installées ces dernières années entre Idini et Boutilimit (2) et entre Tiguint et Mederdra (2). Le volume exploité est d'environ 8000 à 10 000 m^3 par jour.

Forage	long.	lat.	H.C. (m)	N.S. (m)	Qs (m ³ .h ⁻¹ .m ⁻¹)	log(Qs)	T (m ² .s ⁻¹)	log (T)
Maata moulan	15,14	17,31	70-92	57,2	36,51	1,56	n.d.	n.d.
M'Bangne	13,78	16,15	29,61-45,61	10,9	4,00	0,60	0,0007	-3,15
M'bidan	13,44	16,44	62,9-92,75	45,8	28,35	1,45	0,03	-1,52
Mederdra	15,66	16,92	51,32-63,32	38,4	8,12	0,91	0,01	-2,00
Messoud	14,80	17,85	87-107	63,7	4,55	0,66	0,003	-2,52
Moundi	14,08	16,70	76,76-90,98	43,0	9,81	0,99	n.d.	n.d.
N'Bak	14,79	17,92	103-119	74,6	10,50	1,02	0,004	-2,40
N'Doumri	15,09	17,77	244-272	45,9	0,97	-0,01	n.d.	n.d.
Nimjat	15,69	17,40	85-99	40,0	8,33	0,92	0,005	-2,30
Noubaghiya	15,06	17,55	98-114	65,4	3,08	0,49	0,01	-2,00
N'Toujei	14,41	17,79	128,7-152,7	64,0	0,59	-0,23	0,00015	-3,82
R'Kiz	15,08	17,04	52,08-68	29,9	3,62	0,56	0,001	-3,00
RK4	15,09	17,06	70-74,6	33,0	1,80	0,26	0,0001	-4,00
RK6	15,36	16,93	136-146	25,3	0,61	-0,21	0,001	-3,00
Tidemaline	14,43	17,90	117-138	72,6	1,00	0,00	0,005	-2,30
Tiguent	15,98	17,18	42,25-60,25	9,9	10,50	1,02	0,007	-2,15
Tiniarg	14,59	17,49	87-105	59,1	6,58	0,82	0,0095	-2,02
Bareina	15,18	17,17	84-114	54,4	3,90	0,59	0,001	-3,00
Boulgherbane	15,11	17,03	114,9-121	54,6	1,10	0,04	0,002	-2,70
IdiniF23	15,42	17,92	65-82,71	37,3	6,80	0,83	0,0034	-2,47
IdiniF28	15,41	17,94	63,26-97	42,0	18,80	1,27	0,004	-2,40
Jaber	15,43	16,98	50,03-56,03	32,5	6,70	0,83	0,002	-2,70
Jleifty	15,03	16,81	75,6-128	22,0	1,60	0,20	0,001	-3,00
Bou sedra	14,21	17,56	92-114	55,9	9,40	0,97	0,004	-2,40
Bir Elbarka	14,20	17,26	116-138,2	45,0	7,60	0,88	0,005	-2,30
Bouer Toressé	15,73	17,02	n.d.	n.d.	8,90	0,95	n.d.	n.d.
Boumbry	16,01	16,71	n.d.	5,69	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

H.C: horizons captés ; N.S: niveau statique ; n.d: non déterminé

Tableau I.3 Données de débit spécifique (Qs) et transmissivité (T) de la nappe

I.3 Conclusion

Située dans le sud-ouest de la Mauritanie, la nappe du Trarza s'étend sur une superficie d'environ 40 000 km². Elle assure l'alimentation en eau potable les régions de Nouakchott, du Trarza et la partie ouest du Brakna.

La géologie s'inscrit dans celle du bassin sédimentaire sénégal-mauritanien d'âge méso-cénozoïque à quaternaire. D'origine marine et continentale, les formations du CT constituent le support de la nappe et sont composés des séries sédimentaires argilo-sableuses et sablo-argileuses.

Les affleurements en surface du Quaternaire sont les résultats d'une alternance d'épisodes pluvieux et arides, marqués par plusieurs transgressions et régressions marines.

Les précipitations représentent un processus hydrologique extrêmement variable, dans l'espace et dans le temps, aussi bien à l'échelle annuelle qu'à celle d'un événement pluvieux. Grâce à une série complète de données pluviométriques annuelles de 1934 à 2011 pour les deux stations de Rosso et Boutilimit, il a été démontré que la grande

sécheresse qui s'est installée dans la région d'étude dès 1969 s'est terminée en 1992. Depuis 1992, le retour à une pluviométrie normale est bien marqué. Comme les moyennes pluviométriques, le nombre de jours de pluies intenses, donc les plus favorables à la recharge de la nappe a connu une augmentation ces dernières années.

HYDRODYNAMIQUE DE LA NAPPE

Ce chapitre étudie les grands traits piézométriques de la nappe du Trarza au travers de l'analyse des variations piézométriques à court et long terme et aboutissant à l'établissement de la carte piézométrique de 2011. Le suivi piézométrique, entrepris sur l'ensemble de la zone d'étude, a été affiné dans les secteurs les plus susceptibles d'avoir connu des changements ces dernières décennies du fait des actions anthropiques (champ captant d'Idini et vallée du fleuve Sénégal).

Enfin, les variations piézométriques mesurées sur le terrain sont confrontées avec les données satellitaires (GRACE).

II.1 Données disponibles

II.1.1 Données antérieures

Les données anciennes proviennent de campagnes de reconnaissance, de rapports techniques et de quelques travaux de recherche. Souvent, elles concernent des zones particulières et se limitent à des informations élémentaires comme le niveau de la nappe. Les principales données antérieures comprennent essentiellement :

- une campagne de 300 mesures en 1959 (Paloc, 1962), bien réparties dans la zone d'étude et d'un suivi hydrodynamique de 20 puits entre la vallée, le lac de R'kiz et le lac d'Aleg entre 1960 et 1964 (Service du Génie Rural, 1964) ;
- un suivi hydrodynamique (20 mesures) de 21 forages et piézomètres sur le grand champ captant d'Idini de 1965 à 2010 par la Société Nationale de l'Eau (SNDE) ;
- 24 mesures hydrodynamiques des forages dans le triangle Tiguint-Rosso-Aleg (SASIF, 1978) ;
- 500 mesures des forages dans les régions du Trarza (400) et Brakna (100) fournies par la SNDE en 2005.

Il faut aussi citer les informations figurant sur les cartes topographiques publiées en 1964 par l'IGN de France et concernant les puits profonds et les puits traditionnels provisoires appelés localement *Eirchan ou Oglat* ; ces puits sont souvent creusés dans le fond des dépressions et fournissent de l'eau durant quelques mois (1 à 3 d'après *M. Mohammeden* du village de Bid'Elma). Ces puits se sont effondrés avec le temps, abandonnés au profit des forages et puits profonds cimentés.

II.1.2 Données de cette étude

Les mesures anciennes ont été complétées par de nouvelles mesures réalisées au cours de cinq campagnes de terrain entre 2010 et 2012, en période sèche (mars-avril-mai) et juste après la saison de pluie (octobre-novembre). Au total 84 sites ont été mesurés (Fig. II.1) dont 58 ont fait l'objet d'un suivi interannuel. La majorité des mesures a eu lieu dans des puits villageois et pastoraux mais aussi dans des forages et quelques piézomètres.

A petite échelle, un suivi fin (journalier, mensuel) a été réalisé pour étudier les variations saisonnières et les effets du pompage sur l'hydrodynamique locale ; ce suivi a concerné le goud du village de N'kek, à 7 km au nord de la ville de Rosso.

Dans la perspective de confronter l'évolution de la nappe et le régime hydrologique actuel du fleuve Sénégal, un suivi journalier du niveau statique de la nappe a également été effectué dans un puits traditionnel creusé dans l'enceinte de l'ISET de Rosso. Le puits se situe à une distance de 3 km du cours d'eau principal du fleuve à Rosso et à 1 km du bras de Garack. Le suivi a duré du 18 novembre 2010 au 24 octobre 2012, avec une mesure quotidienne du niveau d'eau, habituellement en fin de matinée. Les mesures du niveau du fleuve nous ont été transmises par l'OMVS.

II.1.3 Données récentes (AGIR/MHA, 2011)

Les données récentes ne couvrent que la moitié sud-ouest de la nappe du Trarza (40 000 km²). Elles ont donc été complétées par les données de l'inventaire de ressources en eau du Trarza qui a été effectué par le bureau d'études Hydroconseil pour le compte du AGIR/MHA en 2011. Ces données (physico-chimie et niveau dynamique) proviennent d'environ 2000 points d'eau (puits, forages et piézomètres) répartis sur une grande partie de l'aquifère.

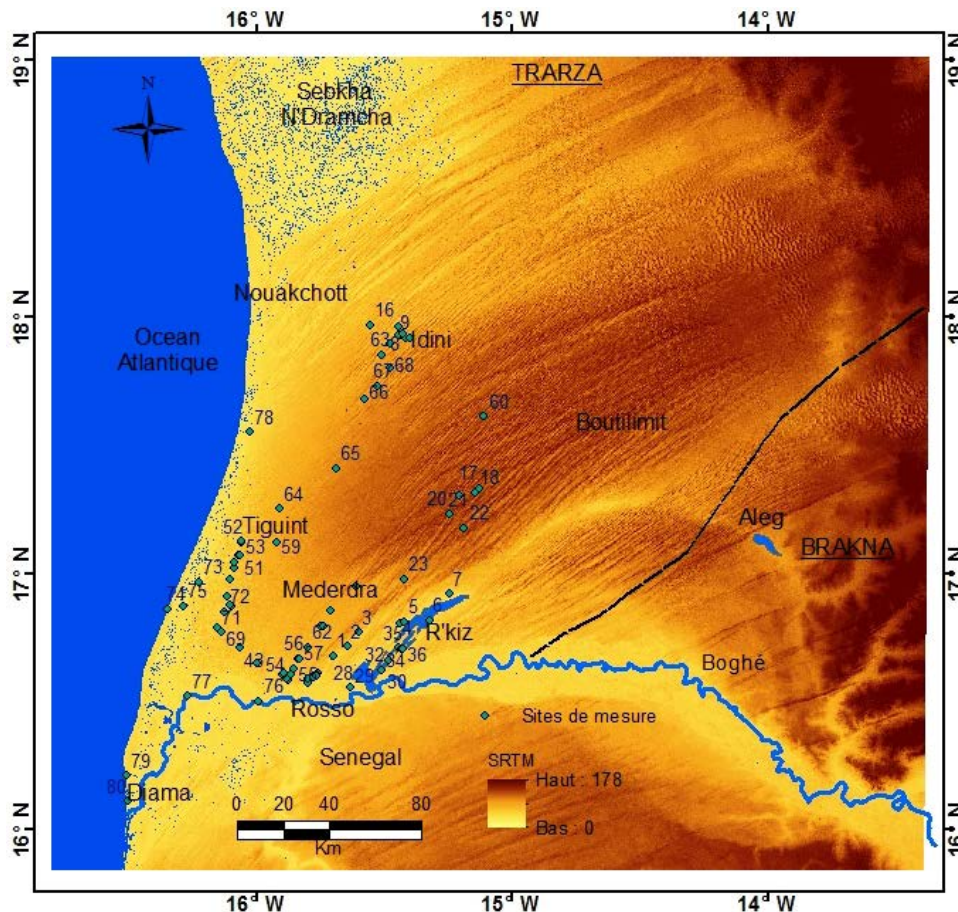


Fig. II.1 Points du suivi piézométrique 2010-2012 (cette thèse)

II.2 Le suivi piézométrique

Fragmentaires dans le temps, les mesures piézométriques anciennes ont très rarement concerné l'ensemble de la nappe ; le plus souvent, elles se sont limitées aux zones susceptibles d'être perturbées par des forts prélèvements (champ captant d'Idini) ou par le régime hydrologique du fleuve Sénégal (vallée du fleuve Sénégal). Nous avons donc constitué un réseau de suivi piézométrique composé d'une quarantaine de puits, mesurés lors de 5 campagnes de mesure entre 2010 et 2012.

II.2.1 Fluctuations piézométriques à l'échelle de la nappe

La variation temporelle de la piézométrie est abordée grâce aux mesures ponctuelles dans des puits, forages et piézomètres. Les puits suivis sont en majorité des puits à la fois villageois et pastoraux ; toutefois, certains de ces puits n'ont jamais montré de traces de pompage lors de nos différentes missions de terrain. Pour ces derniers points, on peut considérer que les niveaux mesurés sont des niveaux statiques ; pour tous les autres, on supposera un niveau dynamique.

II.2.1.1 Puits sans pompage

Les puits sans pompage sont au nombre de 8 et répartis sur l'ensemble de la zone d'étude au nord (à l'intérieur de la zone) comme au sud (près du fleuve), avec des profondeurs de nappe entre 3 et plus de 50 m. Ce sont les puits n°5, 13, 14, 16, 17, 35, 36 et 51 (Fig. II.1).

La piézométrie observée est pratiquement stable. Trois autres ont connu des fluctuations non négligeables : le puits n°36 a remonté de 0,50 m entre mars 2010 et octobre 2010, tout comme le puits n°17 (0,80 m), alors que les puits n° 5 baissait de 0,40 m. Pendant les autres missions une tendance à la baisse moins marquée est observée dans les puits n°36 et 17 sans revenir pour autant à la cote mesurée en mars 2010 (Fig. II.2). Il est raisonnable d'imaginer que cette remontée de la nappe en octobre 2010 serait liée à la recharge de la nappe pendant la saison des pluies de cette année exceptionnellement humide (400 mm à Rosso). Mais des mesures plus nombreuses dans ces trois puits fluctuants mais apparemment non perturbés par les pompages permettraient peut-être de mieux comprendre les mécanismes en œuvre.

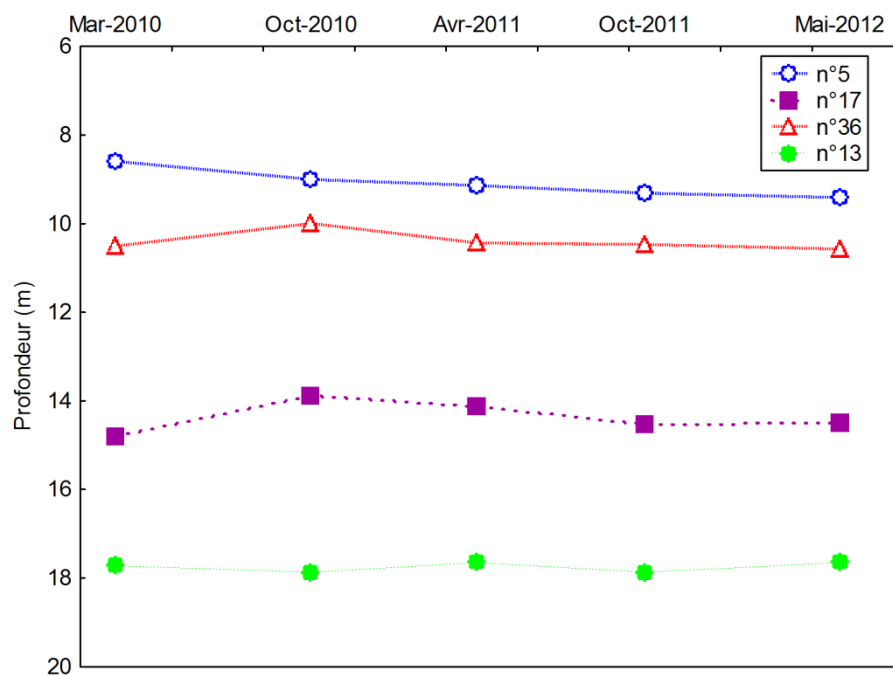


Fig. II.2 Fluctuations piézométriques au niveau des puits sans pompage

II.2.1.2 Puits influencés par les pompages

Les puits influencés par les pompages (essentiellement par prélèvements villageois et pastoraux) sont les plus nombreux dans cette étude. Les fluctuations enregistrées entre les différentes missions vont le plus souvent de 0,20 à 1,15 m. Exceptionnellement, certains puits sont plus perturbés : 2,3 m (n°4), 1,9 m (n° 23) et 2,1 m (n° 20). En mai 2012, j'ai trouvé trois bergers assis sur la margelle du puits n°4 qui attendaient que l'eau y revienne pour alimenter le reste de leur troupeau de vaches. D'après eux, il faut juste le temps de faire le thé (une heure) pour abreuver 20 vaches de plus (environ 200 L d'eau), ce qui indique une très faible transmissivité locale.

Dans le but d'estimer l'influence de pompage, nous avons effectué un suivi journalier du niveau d'eau dans 3 puits (puits sans pompage, pompage moyen et pompage plus important). Les puits sont situés à N'kek, un village d'une population moyenne dans la région avec plus de 400 personnes. Entre le moment de pompage le plus intensif, souvent entre 16 h et 19 h (puisage domestique et alimentation de certains bétails), et 6 h du matin (niveau de la nappe en repos), les fluctuations sont comprises entre 0,5 et 1,0 m (Fig. II.3). Ces amplitudes correspondent aux fluctuations mesurées ponctuellement dans d'autres puits de la zone d'étude pendant nos campagnes de terrain.

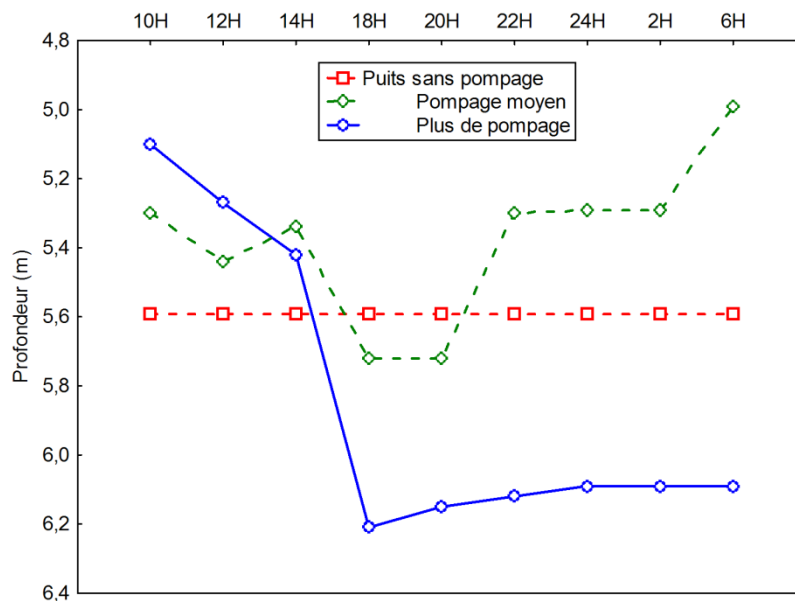


Fig. II.3 Fluctuations piézométriques journalières dans 3 puits subissant un pompage différent (sans pompage, pompage moyen et pompage plus important), village de N'kek

II.2.2 Evolution piézométrique de la nappe à Idini

Une attention particulière a été portée sur l'évolution piézométrique du champ captant d'Idini, site dans lequel un puisage intensif ($60\ 000\ \text{m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$ en 2010) a eu lieu entre 1965 et 2011 pour alimenter en eau potable la capitale Nouakchott. Cette dernière est alimentée

depuis 2011 par les eaux du fleuve Sénégal via la station de Ker-Mecèn. Dans ce secteur d'Idini, un réseau de 16 piézomètres permet depuis plusieurs années (50 ans pour 3 d'entre eux) la surveillance du niveau de la nappe (Fig. II.4).

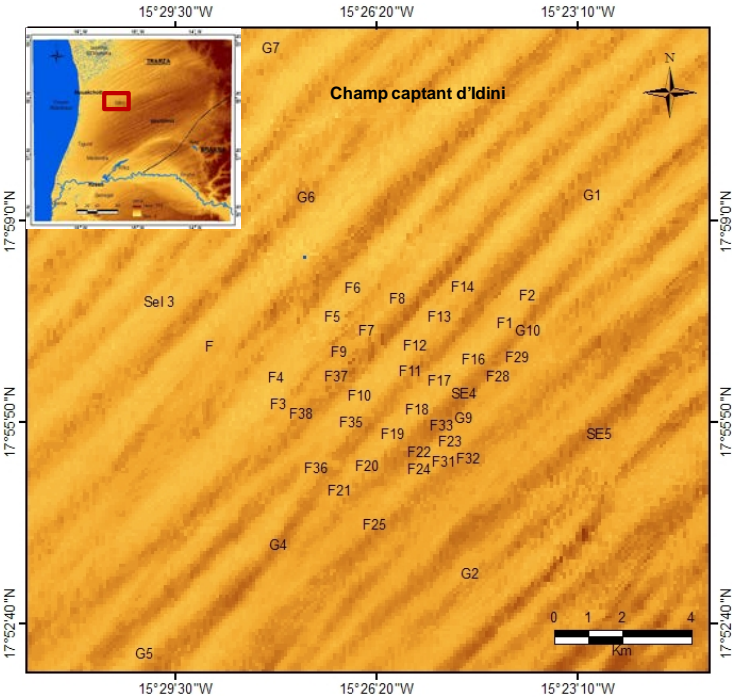


Fig. II.4 Localisation des forages et piézomètres du champ captant d'Idini

Les niveaux statiques varient très peu malgré l'importance des prélèvements. Les variations sont au maximum de 6 m dans le piézomètre G9 situé au cœur du champ captant, et seulement 1,8 m dans le piézomètre G10 situé plus vers l'extrémité du champ captant (Fig. II.5).

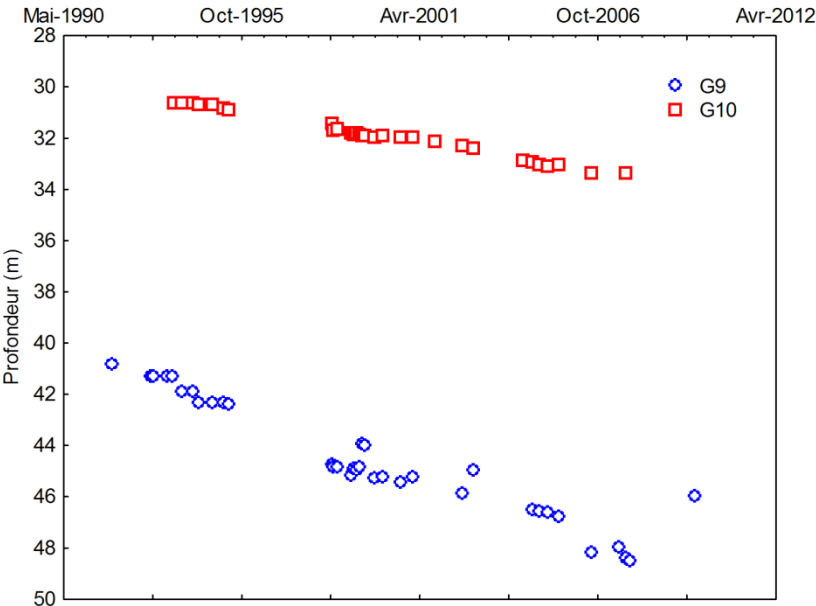


Fig. II.5 Fluctuation piézométrique au centre du champ captant d'Idini

Au-delà, en périphérie du champ, le niveau de la nappe est resté quasiment stable de 1965 jusqu'à 2011, date de l'arrêt du pompage alimentant Nouakchott. Au niveau du piézomètre G5 situé à 8 km du centre du captage d'Idini, le niveau a baissé de seulement 0,82 m depuis son installation en 1972. La baisse du niveau d'eau est plus faible encore (0,45 m) à 10 km dans le piézomètre G7 (Fig. II.6). Pour l'ensemble des piézomètres, la baisse moyenne depuis 1965 ne dépasse pas 1,3 m soit environ 2,5 cm par an en même temps que la production journalière de pompage passait de 1000 m³ (2 forages) en 1973 à 60 000 m³ en 2010 (36 forages).

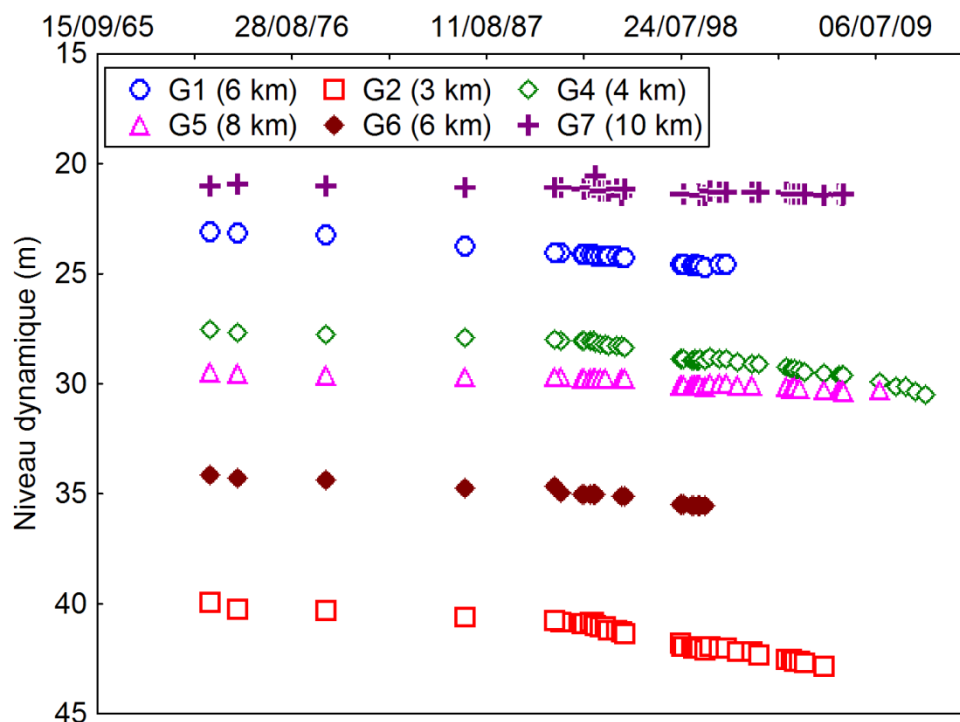


Fig. II.6 Fluctuation piézométrique en périphérie du champ captant d'Idini, Les distances indiquées à côté des numéros des ouvrages représentent les distances par rapport au centre du champ captant

II.2.3 Evolution de la nappe près du fleuve Sénégal

Le fleuve Sénégal constitue le seul cours d'eau permanent de Mauritanie, et la limite sud de la nappe. En régime naturel, le suivi hydrodynamique de Diagana (1994) dans la moyenne vallée indiquait un flux à double sens : une décharge de la nappe vers le fleuve en saison sèche et une recharge de la nappe en saison des pluies. En 1989, l'OMVS a construit le barrage de Diama principalement pour empêcher la remontée saline dans le cours du fleuve.

Avant la construction du barrage de Diama, le niveau du fleuve variait entre 0 et 300 cm (cote IGN) à Rosso à 120 km de l'embouchure ; depuis la construction de Diama, le niveau est maintenu à une cote supérieure à 200 cm à Rosso (Fig. II.7). Cette stabilité du

niveau des eaux de surface en position plus haute que la nappe en toutes saisons nous pousse à imaginer une recharge continue de la nappe par l'infiltration latérale des eaux du fleuve. Pour vérifier cette hypothèse, des mesures piézométriques ont été faites dans des puits près du fleuve et comparées aux données de 1961-1964 (Service du Génie Rural, 1964). Le suivi piézométrique a été aussi fait au près du lac de R'kiz influencé directement par le niveau du fleuve.

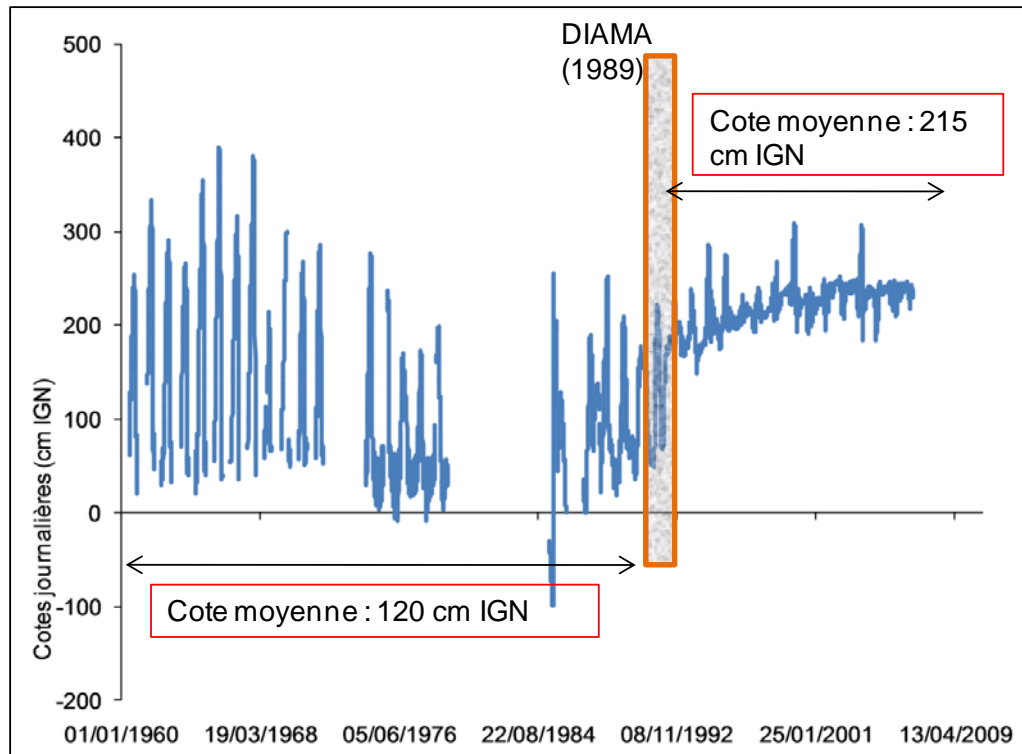


Fig. II.7 Evolution du niveau du fleuve Sénégal à Rosso avant et après la construction du barrage de Diama (1989)

Dans le tableau II.1, les mesures de 1961-1964 sont comparées avec celles obtenues en 2010-2012. Les données présentées dans le rapport du Service du Génie Rural (1964) comprennent un suivi de 20 puits répartis sur 3 profils. Nous n'avons pu exploiter que les données de 4 puits pour les raisons suivantes :

- il n'y a que 8 puits qui soient nivelés ;
- seulement 4 puits parmi les 8 ont été reconnus avec certitude. Le rapport du SGR ne donne pas de description détaillée des puits ni leurs coordonnées ;
- alors qu'il ne devait exister à l'époque qu'un ou deux puits par village, ils en ont souvent 4 ou plus aujourd'hui, ce qui rend très difficile le repérage du puits désiré. C'est grâce à nos enquêtes auprès des villageois âgés qu'on a pu les localiser.

Bien que le nombre des points de comparaison soit très réduit, le niveau de la nappe semble avoir peu bougé entre 1964 et 2011. Cette stabilité ne peut être maintenue qu'avec une recharge de la nappe relativement constante dans le temps et suffisamment "forte" pour compenser l'augmentation des pompages, concentrés à Idini et diffus sur le reste de la région (la population a doublé en 40 ans). La recharge de la nappe provient de la pluie,

toujours irrégulière à court terme, et des eaux du fleuve. Les apports de ce dernier sont devenus plus importants depuis la construction du barrage de Diama et aussi plus réguliers (amplitudes mesurées en 1961-1964 de 2 à 3 fois plus importantes que celles de 2010-2012).

Site	long.	lat.	Distance du		Profondeur (m)		Fluctuations (m)	
			fleuve (Km)	Margelle (2011) (m)	1964	2011	1964	2011
El Aedi	15,89	16,60	8,00	0,20	3,37	2,30	0-0,55	0-0,21
El khemsans	15,84	16,67	8,00	0,50	7,97	9,21*	0-1,54	0-0,61
Kraa Lahmar	15,75	16,80	15,00	0,50	15,69	15,43*	0-5,00	0-0,13
Bagoeinite	15,75	16,72	7,00	0,75	13,32	12,3*	0-2,71	n.d.

(*) mesure au cours de pompage ou après pompage ; n.d: non déterminé

Tableau II.1 Comparaison des mesures piézométriques entre 1964 et 2011

Une autre information, très locale, provient d'un puits rustique dans l'enceinte de l'ISET de Rosso, creusé à l'initiative de M. Boy' Ahmed pour surveiller la minéralisation de la nappe en dessous du jardin de l'ISET. Son niveau piézométrique, mesuré quotidiennement du 08/11/2010 au 24/10/2011, qui a fluctué saisonnièrement (amplitude de 0,9 m), est comparé à l'évolution saisonnière du niveau du fleuve Sénégal à Rosso, 3 km plus loin (Fig. II. 8). Il est difficile de retrouver les fluctuations du niveau du fleuve du fait de perturbations importantes et non encore identifiées (pompage possible mais problématique du fait d'une minéralisation élevée de $6,5 \text{ mS.cm}^{-1}$, pluie, eau stagnante en surface, etc.).

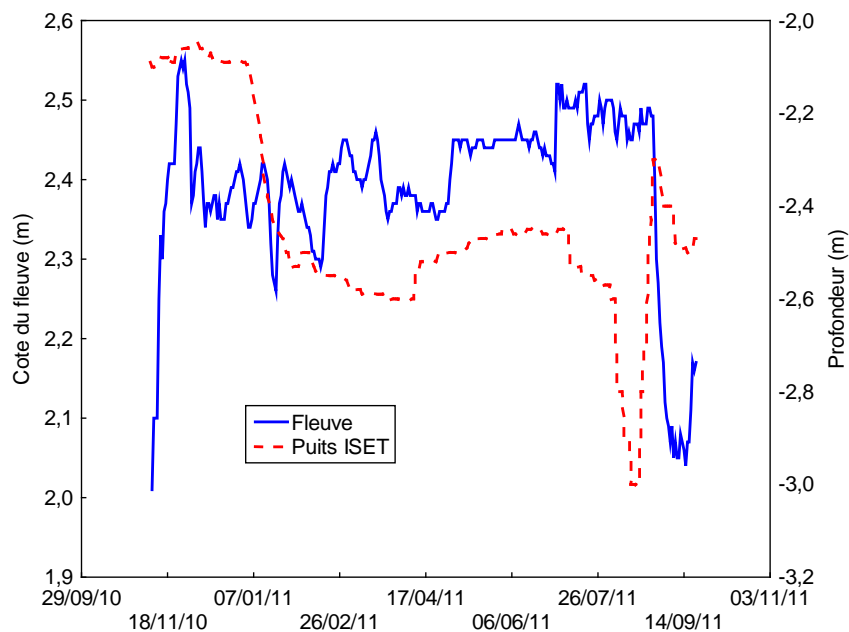


Fig. II.8 Evolution du niveau de la nappe (puits de l'ISET) et du fleuve à Rosso

Le suivi effectué pour cette étude dans des puits près du fleuve Sénégal et du lac de R'kiz montre un niveau assez stable auquel se surimposent des fluctuations locales de l'ordre de 0,5 m (Fig. II.9). Exceptionnellement les puits n°5 et 7 montrent une tendance à la baisse depuis la première mission du mars 2010 (Fig. II.2). Le niveau a baissé de 0,8 m pour le puits n°5 et de 0,6 m au puits n°7. Durant nos 5 missions, nous n'avons jamais vu d'effets des pompages récents sur la nappe au puits n°5 à cause certainement de sa minéralisation élevée (17 mS.cm^{-1} ; eau non utilisée), la mesure doit donc correspondre à un niveau statique. Cette baisse du niveau statique est unique et mériterait d'être contrôlée avec des mesures plus denses. Les minéralisations indiquent pourtant une dilution entre les missions de saison sèche et après l'hivernage.

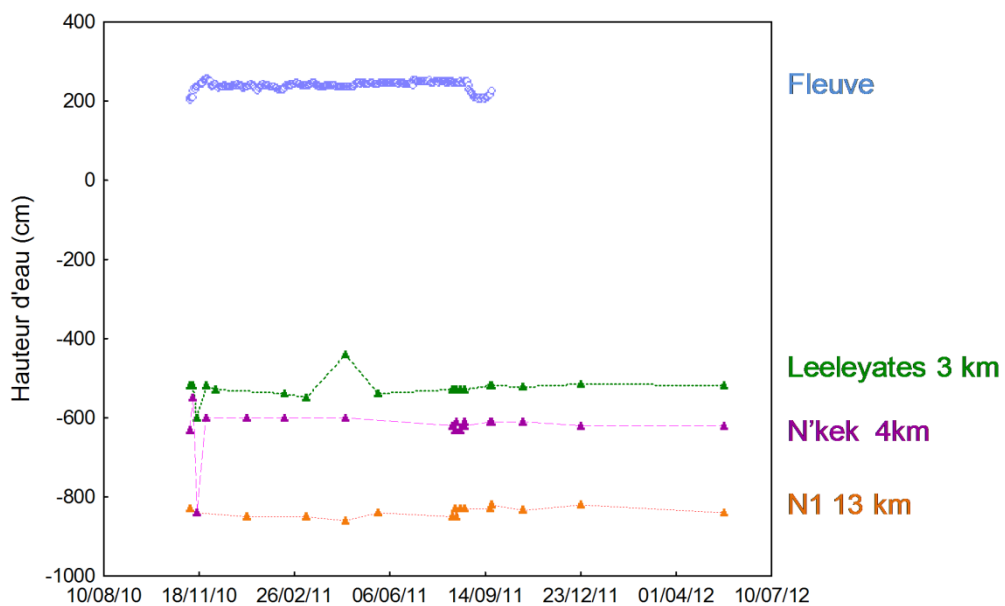


Fig. II.9 Evolution du niveau de la nappe et du fleuve à Rosso. Les distances à côté des noms des puits indiquent l'éloignement des puits par rapport au fleuve

II.3 Carte piézométrique régionale

II.3.1 Critique et représentativité des données

Les chroniques piézométriques sont composées de mesures ponctuelles, acquises à différents moments de la journée et même durant des mois différents, et dont la représentativité doit être vérifiée au cas par cas. Les principales perturbations du niveau statique proviennent soit des puisages, soit des phénomènes de recharge locale, qui peuvent chacun provoquer des déviations de plusieurs décimètres, voire mètres dans de rares cas. D'autres sources d'incertitudes existent comme la hauteur de margelle et les erreurs d'estimation des altitudes.

II.3.1.1 Influence de pompage

Le rabattement induit par les pompages dépend des caractéristiques hydrodynamiques locales de l'aquifère, des qualités techniques du puits et du rythme de l'exploitation. Les mesures piézométriques sont réalisées en grande partie dans des puits villageois cimentés souvent largement utilisés et elles représentent donc rarement le niveau statique. Nos mesures répétées dans quelques puits montrent des rabattements de l'ordre de 0,5 à 1,0 m. De manière plus théorique, on peut approcher ce rabattement par l'approximation logarithmique de Jacob :

$$\Delta = \frac{0,183 Q}{T} \log \frac{2,25 T t}{S X^2}$$

avec,

Δ : rabattement de la nappe en (m) ;

Q : débit du pompage en ($\text{m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$) ;

T : transmissivité ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) ;

t : durée de pompage en (h) ;

S : coefficient d'emmagasinement de l'aquifère ;

X : rayon du puits en (m).

Avec les données régionales moyennes (transmissivité de $3,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et un pompage de $0,6 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$), le rabattement de la nappe dans un puits villageois en plein pompage serait d'environ 60 cm, ce qui est conforme à nos observations. Elouard (1959) avait mesuré des rabattements de 1 à 2 m pour des débits de 10 à $15 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1}$ dans des puits entre Rosso et Boutilimit.

Exceptionnellement certains puits pastoraux peuvent présenter des fluctuations plus fortes, du fait de gros pompages : 2,3 m (n°4), 1,9 m (n° 23) et 2,1 m (n° 20). Les enquêtes auprès des villageois sur l'influence du pompage donnent souvent des chiffres apparemment exagérés du rabattement (1 à 3 m).

II.3.1.2 Estimation de l'altitude

Le calcul des altitudes est jusqu'à présent un problème majeur dans les pays du Sahel où les données topographiques sont très peu denses et où il est difficile d'obtenir les équipements de mesure. Nous disposons de la carte topographique des années soixante au 1 / 200 000 (IGN) avec des équidistances de 20 m ; des bornes de nivellement tout le long de l'axe Nouakchott – Rosso et à Idini ; de centaines des points barométriques dispersés dans la zone d'étude (avec une incertitude pouvant aller jusqu'à 10 m). Avec la carte topographique, il est très difficile de différencier les puits en pied de dune et ceux au sommet alors que sur le terrain la différence peut aller jusqu'à 30 m. C'est pour cette raison, entre autres, que nous avons utilisé une troisième source d'estimation d'altitude, le modèle numérique de terrain satellitaire (MNT) de la navette spatiale américaine (Shuttle Radar Topography Mission, SRTM). La résolution en X et Y est de 90 m avec une

résolution variable en Z selon la régularité de la surface topographique, l'occupation du sol (habitations, végétation, etc.).

La comparaison de ces altitudes avec des repères de nivellement topographique sur des dizaines des points dans le secteur d'Idini et le long de la route Tiguint-Rosso a montré que les écarts peuvent parfois atteindre 5 m. Cette imprécision peut être acceptée à l'échelle régionale de la nappe du Trarza. Nous utiliserons donc ici les cotes absolues du MNT SRTM.

II.3.1.3 Repères de mesure

Les mesures ont été réalisées en plaçant la sonde piézométrique sur la margelle de puits, dont la hauteur varie entre 0 et 1 m par rapport à la cote du sol. Il faudra ensuite déduire cette hauteur de la profondeur mesurée pour trouver la profondeur absolue de la nappe. Le rapport AGIR/MHA 2011 ne précise pas les hauteurs des margelles alors que les mesures ont bien été faites à partir de la margelle. Pour cette campagne AGIR/MHA, il semble raisonnable de retirer environ 0,8 m (soit une hauteur de margelle moyenne sur la zone d'étude).

D'autres sources d'incertitudes existent, mais sont d'importance moindre. Le positionnement de la sonde sur la margelle plus ou moins horizontale est une de ces déviations possibles. Les erreurs sont de l'ordre du cm sur les puits cimentés, mais peuvent atteindre plus de 10 cm pour les margelles en bois ou en pneus des puits traditionnels. Leduc et Lenoir (1995) signalent également comme source d'incertitude les variations engendrées par l'usage de sondes différentes d'une mesure à une autre ; cette perturbation, de l'ordre de 1 ‰, est négligeable pour les profondeurs de quelques mètres, mais atteint 5 cm pour les puits de 50 m.

II.3.2 Nouvelle carte piézométrique

La fiabilité et la représentativité des cartes piézométriques dépendent de la densité et de la précision des nivellements, mais aussi des écarts entre niveaux statiques et dynamiques et d'éventuelles fluctuations saisonnières (très peu marquées pour la plupart des puits suivis entre 2010 et 2012, cf. Fig. II.10). Les très faibles fluctuations saisonnières et interannuelles permettent de mélanger nos mesures de 2010-2012 et celles du AGIR/MHA, réalisées entre février et mai 2011, pour tracer la carte piézométrique à partir de plus de 1400 points relativement bien répartis sur toute la zone (Fig. II.11).

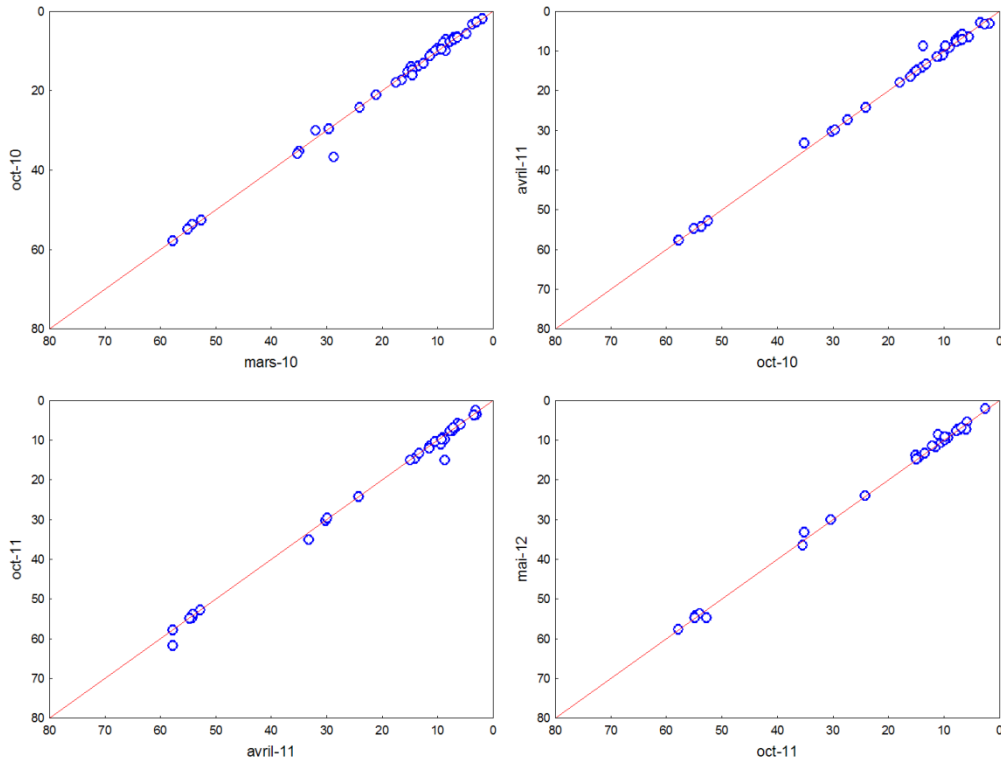


Fig. II.10 Comparaison des variations du niveau hydrodynamique entre les différentes missions de 2010-2012. La droite est une droite de pente 1 :1

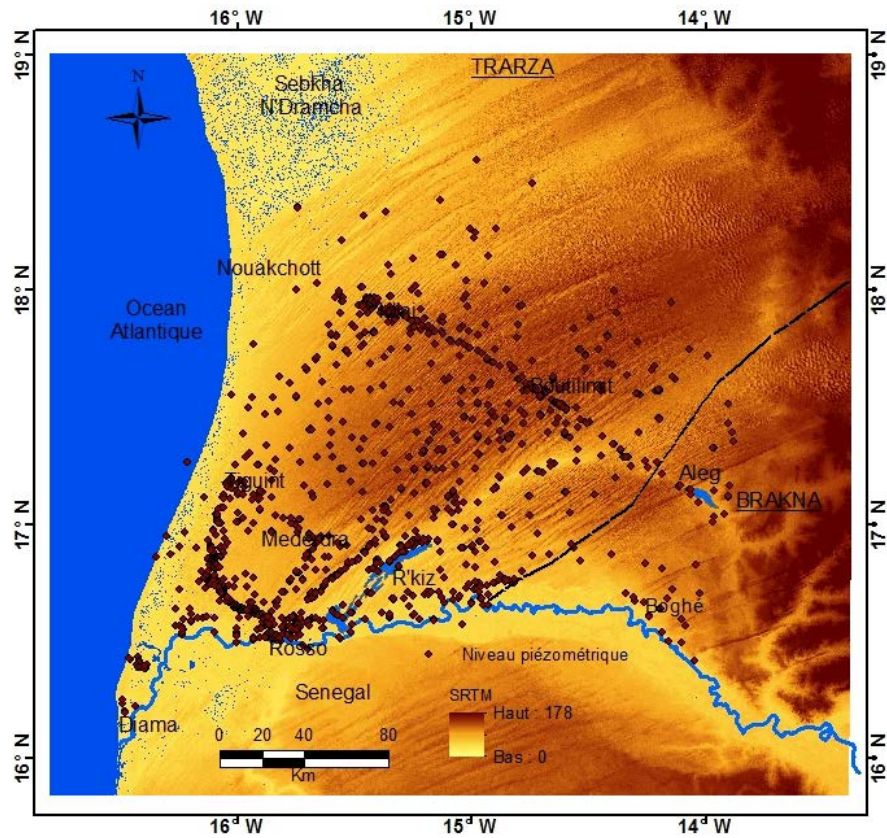


Fig. II.11 Répartition des points utilisés pour tracer la carte piézométrique

Malgré les multiples incertitudes déjà évoquées, au maximum de l'ordre de 7 m (1 m de la margelle, 1 m de rabattement et 5 m d'erreur sur l'altitude), la carte piézométrique de la figure II.12 est très cohérente et donc utilisable pour la détermination des principaux traits piézométriques. L'écoulement général des eaux souterraines de la nappe du Trarza se produit du sud vers le nord, c'est-à-dire du fleuve Sénégal vers la dépression au nord de Boutilimit où la nappe est à plus de 30 m sous le niveau de la mer : au pied de la chaîne des Mauritanides, le niveau statique mesuré en 1964 dans le village d'Aguilal Fay était à une cote d'environ -40 m (nous ne disposons pas de données plus récentes dans ce secteur). Il peut exister dans certains endroits des niveaux perchés locaux mais ils n'influencent pas le sens général d'écoulement des eaux souterraines du sud vers le nord.

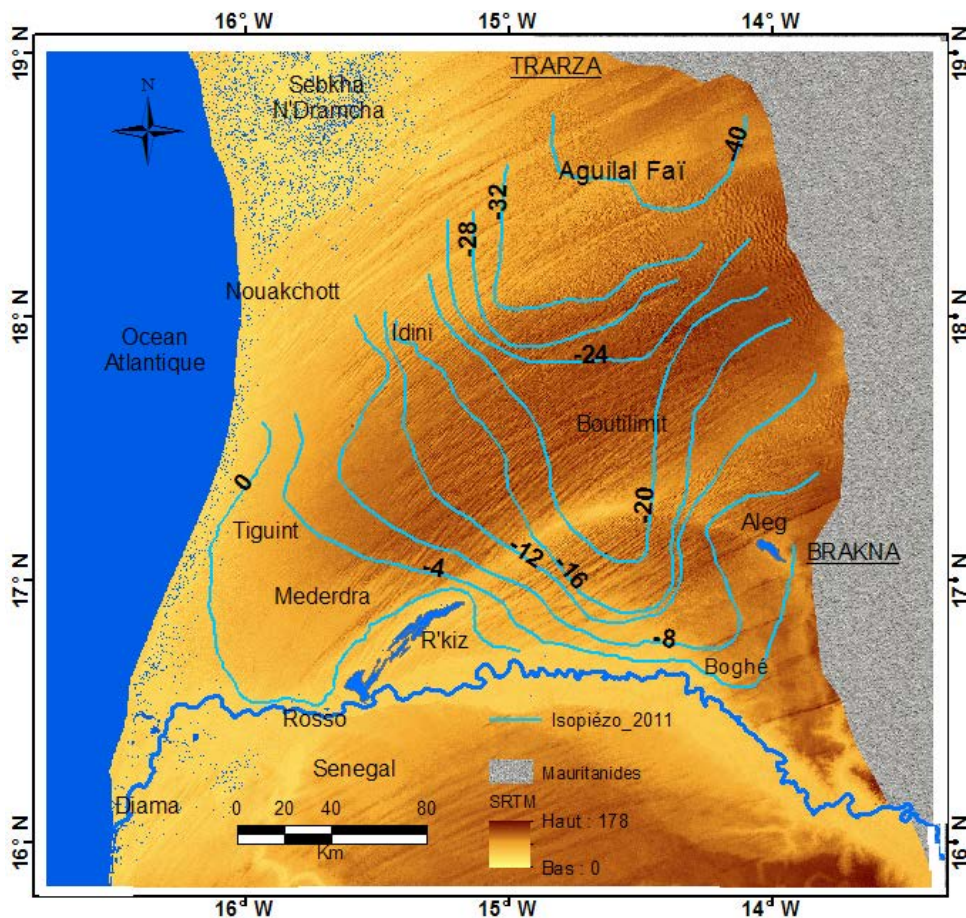


Fig. II.12 Carte piézométrique de la saison sèche 2011 (Données de cette étude et celles d'AGIRE/MHA 2011)

Le gradient hydraulique moyen est de l'ordre de 1 ‰. Les courbes piézométriques sont très espacées, ce qui indique une bonne perméabilité et/ou un faible flux. Aux environs de Boghé, les courbes piézométriques serrées suggèrent une perméabilité plus faible que dans le reste de la nappe (Ould El Joud, 1998). La courbe 0 m enveloppe le lac de R'kiz, soulignant son impact sur l'hydrodynamique de la nappe. A l'est, dans la région du Brakna, la piézométrie a été tracée avec peu de données contrairement au reste de la zone. Les courbes conservent le sens d'écoulement général et montrent l'influence du lac d'Aleg, notamment sur l'allure de la courbe -8 m.

L'ensemble de la piézométrie est sous le niveau du fleuve. Bien que les mesures manquent au nord et à l'est pour tracer l'ensemble des courbes isopièzes, la forme générale rappelle les dépressions piézométriques fermées, les «nappes en creux», déjà identifiées dans de nombreux autres aquifères du Sahel (e.g. Guiraud, 1988 ; Aranyosy & Ndiaye, 1993). De telles nappes sont généralement expliquées par une reprise évapotranspiratoire faible mais essentielle, dans un contexte de médiocre perméabilité et donc de très faibles flux horizontaux (Leduc & Taupin, 1997 ; Leblanc et al., 2007).

La carte de 2011 est très proche de la première carte piézométrique proposée par Paloc (1962) à partir de 300 mesures (Fig. II.13) : le sens d'écoulement et la forme des courbes piézométriques sont maintenus.

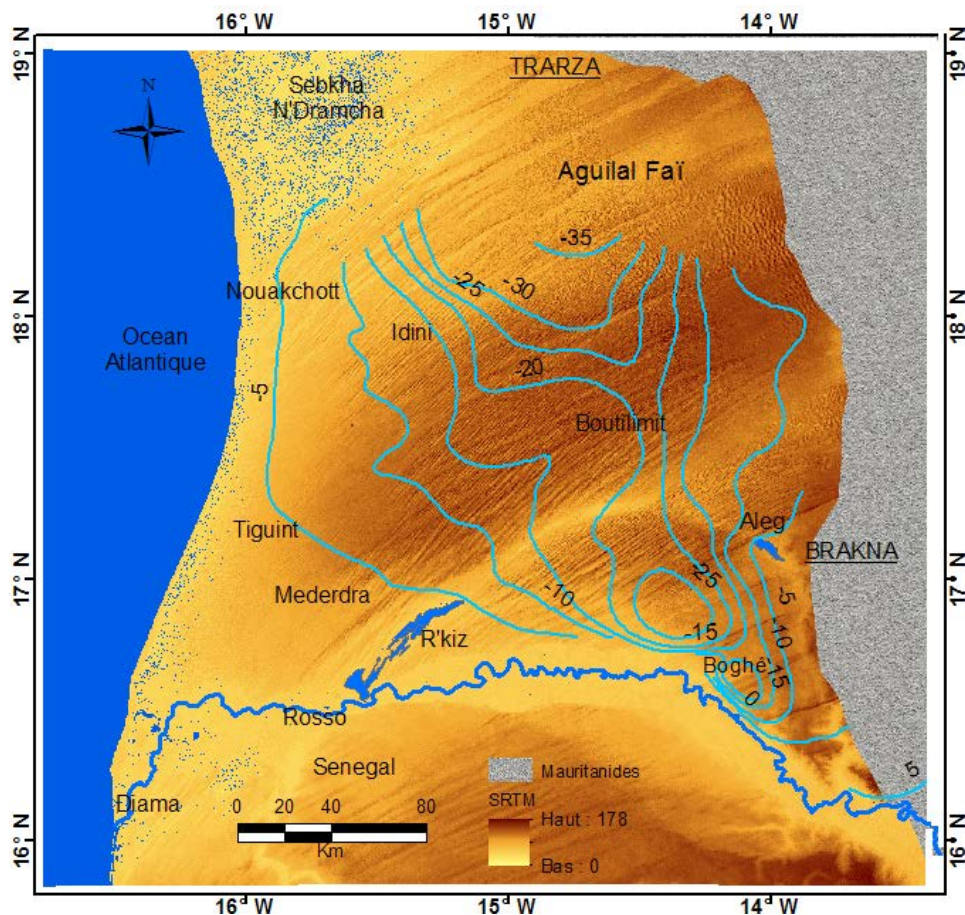


Fig. II.13 Carte piézométrique tracée par Paloc (1962)

Par ailleurs, une trentaine de mesures piézométriques du début des années 1960 est exploitable et a été comparée avec les mesures de 2011. Le niveau statique ne semble pas avoir connu d'évolution significative entre 1962 et 2012 : pour les points pouvant être comparés, on observe à la fois des baisses dont la médiane est de -0,6 m (21 puits) et des hausses dont la médiane est de +0,9 m (12 puits), les extrêmes allant jusqu'à 4 m (tableau II.2). Pour le moment nous ne pouvons pas donner d'explications tant que les sources d'erreurs évoquées plus haut n'ont pas été vérifiées. Pour cette comparaison, on peut les illustrer par les détails suivants :

- la confusion des puits : le village d'Elmebrouk possède désormais 4 puits, contre un seul dans les années 1960. La position des puits à l'échelle du goud peut induire une différence allant jusqu'au 5 m entre le fond et le pied de la dune, comme dans le goud de Kraa Lahmar ;
- l'erreur de repère de mesure : les margelles ont été rehaussées, parfois plusieurs fois (e.g. Khemssan, R'kiz, Zemzeme).

La plupart des écarts en 50 ans sont comparables aux valeurs moyennes des fluctuations journalières et autres incertitudes inévitables.

Site	Long.	Lat.	Niveau de la nappe (m)	
			1962	2011
Achkourkout	15,51	17,17	50	47
Agoilil	14,55	17,26	35	36
Amghej	15,88	17,47	20	17
Aoulig Tendeilla	15,37	17,71	40	40
Bakkas	15,47	17,32	50	51
Belgherbanes	15,15	17,05	45	45
Blamahjour	15,85	17,19	35	30
Bouchaba	14,78	17,33	53	51
Boulenoir	14,97	17,37	56	55
Boumbeibiga	15,43	17,68	35	37
Bouteichtaya	15,84	17,23	35	32
El Argoub	15,82	17,63	15	16
El gouba	14,70	17,46	60	59
El mebrouk	15,91	17,06	30	26
El medroum	15,58	17,80	30	25
Hassi Idoujane	15,78	17,45	35	31
Hassi Messoud	14,80	17,85	63	64
Hassi Touajin	15,83	17,48	35	34
Hssei Leghne	15,95	17,49	9	10
Hssei Ould N'dari	15,90	17,14	30	29
Janijey	15,58	17,48	35	35
Legoissi	15,07	17,09	30	39
Nasseredin	15,35	17,41	45	47
Nouaghour	14,87	17,03	24	24
N'touij	14,42	17,79	64	63
Ouhaidtou	14,88	17,39	58	58
Rabia	14,62	15,57	65	65
R'kab	15,26	17,03	40	42
Tedrert	15,24	17,23	50	53
Teichet	14,60	17,38	54	55
Tinguen	15,86	17,24	25	25
Tiniarg	14,60	17,48	55	56
Tivikine	13,95	17,71	62	62
Toeirja	16,00	17,05	10	13

Tableau II.2 Comparaison d'évolution de la nappe à long terme

II.4 L'aquifère du Trarza vu par GRACE

Les données piézométriques qui permettent de quantifier l'évolution de la nappe ne sont pas suffisamment denses pour un suivi fin de la nappe. Depuis une dizaine d'années, la télédétection fournit une alternative indirecte à la détermination des variations des stocks d'eau terrestres par interprétation des signaux satellitaires. Au cours de cette thèse, grâce à une collaboration avec Simon MUNIER du Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales (LEGOS) à Toulouse, une partie des données du satellite GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment) qui couvrent la zone d'étude a pu être utilisée afin de les confronter avec les mesures hydrodynamiques *in situ*.

Avant de passer à la comparaison, il est utile d'expliquer brièvement le contexte scientifique et l'objectif de GRACE.

II.4.1 Le contexte technique et les objectifs de GRACE

Actuellement, une nouvelle génération de satellites géodésiques CHAMP-GRACE-GOCE est placée à basse altitude (300-500 km) autour de notre planète. L'objectif de ces missions est de cartographier de manière globale les variations du champ de gravité avec une meilleure résolution et une meilleure précision (amélioration de plusieurs ordres de grandeur).

Parmi elles, la mission GRACE, développée conjointement par la NASA (USA) et l'agence spatiale allemande (Deutschen Zentrum für Luft und Raumfahrt, DLR), mise en orbite le 17 mars 2002. Elle se compose de deux satellites identiques (GRACE 1 et GRACE 2) suivant une orbite circulaire à 500 km d'altitude et une inclinaison de 89,5°, séparés l'un de l'autre par une distance de l'ordre de 220 km. Chacun de ces satellites embarque un récepteur GPS et des capteurs d'altitude, ainsi qu'un accéléromètre pour mesurer, avec précision, les forces non gravitationnelles que sont la pression solaire et le frottement avec l'atmosphère (Tapley et al., 2004). Lorsque le satellite de tête arrive au-dessus d'une zone terrestre où la gravité croît, sa vitesse augmente et donc aussi sa distance au deuxième satellite qui le suit. De cette augmentation de distance (accélération) on déduit la variation correspondante du champ de gravité. Les satellites GRACE effectuent une couverture globale de la terre en un mois. C'est la première fois que l'on cartographie ainsi avec précision la valeur du champ de gravité sur tout le globe dans un temps aussi court.

Sur les continents, GRACE fournit les variations spatio-temporelles du stock d'eau total verticalement intégré sous toutes ses formes : eau de surface, humidité des sols, eaux souterraines, et éventuellement manteau neigeux (Fig. II.14). Ces variations sont exprimées en hauteur d'eau équivalente déduites des hauteurs de géoïde sous l'hypothèse de redistribution des masses superficielles (Rodell et al., 2007).

Des approches variées, par exemple la méthode d'inversion basée sur les moindres carrés généralisés développée par Ramillien et al. (2004) pour séparer les différentes contributions des grands réservoirs (atmosphère, océans, stock total d'eau continental) à partir des géoïdes GRACE ont été développées. En particulier, des séries temporelles de

cartes globales mensuelles des variations du stock d'eau continental, et de la couverture neigeuse aux hautes latitudes, ont été calculées avec une résolution spatiale actuelle de ≈ 600 km pour une vingtaine de mois depuis avril 2002 (Ramillien et al., 2005).

Des améliorations du traitement des mesures réalisées depuis le début de la mission ont permis d'augmenter significativement le rapport signal/bruit (en particulier en domaine continental) et la résolution spatiale des données. Aujourd'hui la résolution effective est d'environ 300 km et la précision de 10 à 15 mm en hauteur d'eau équivalente (Schmidt et al., 2006 ; Llubes et al., 2007 ; Klosko et al., 2009).

Dans notre cas, les ressources en eau de surface sont limitées au fleuve Sénégal, régulé par différents barrages, et aux mares occasionnellement présentes après des fortes pluies et qui s'évaporent et/ou s'infiltrent très rapidement. On peut donc espérer que le signal de GRACE traduise majoritairement les eaux souterraines et l'humidité de la zone non saturée.

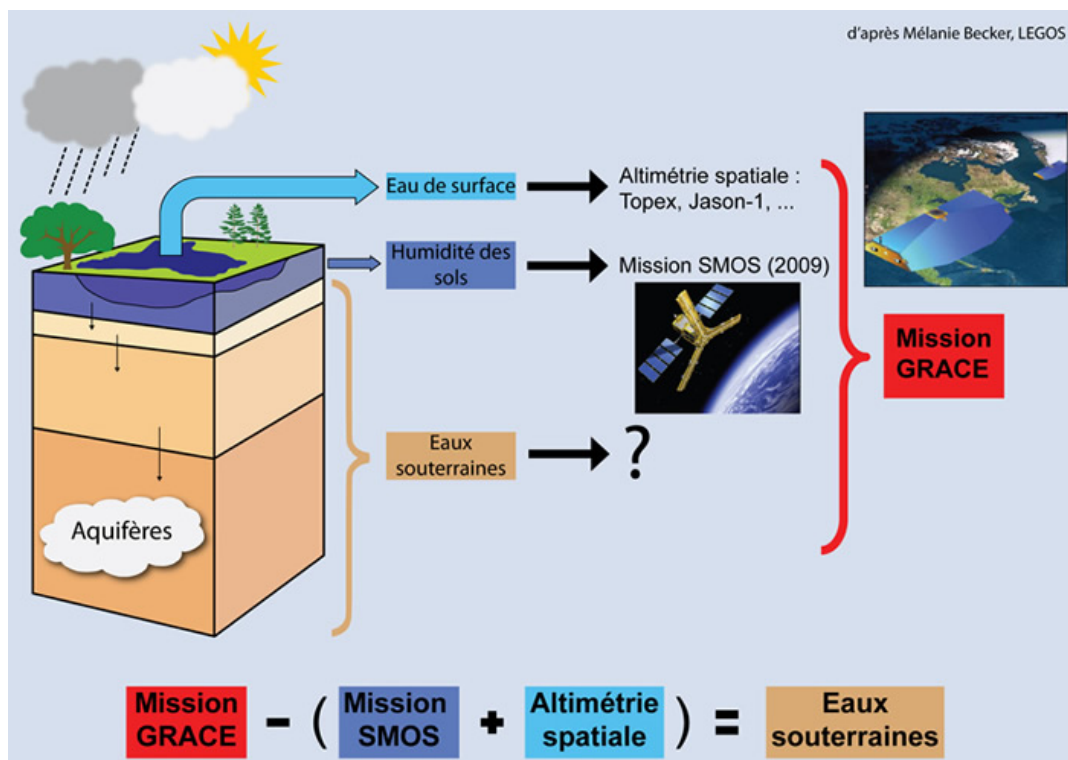


Fig. II.14 Définition du stock d'eau verticalement intégré par la mesure GRACE (source: <http://www.legos.obs-mip.fr>)

Cette technologie a été utilisée dans le suivi des variations de stock d'eaux souterraines de nombreux grands bassins : Californie (Scanlon et al., 2012), nord ouest de l'Inde (Wada et al., 2010), bassin de la Murray-Darling en Australie (Leblanc et al., 2009), bassin du Mississipi (Klosko et al., 2009), sud du Mali (Henry et al., 2011).

II.4.2 Les données de GRACE

Les données GRACE ont été obtenues pour un secteur englobant la zone d'étude : de 0 – 30° en longitude et de -25 à 0° en latitude, soit une superficie de 2500 km x 2500 km. Ces données couvrent la période de juillet 2002 jusqu'au janvier 2012. Comme les limites de la couverture GRACE sont plus grandes que la zone d'étude, le calcul des variations mensuelles de hauteur en eau équivalente a été restreint aux limites de la zone. En donnant la valeur 0 aux poids de la zone extérieure et 1 à la zone d'étude, on minimise l'effet du changement des hauteurs d'eau équivalentes de zones extérieures sur la zone d'étude.

Les variations de précipitation et infiltration sont les principaux facteurs des variations de stocks d'eau dans la zone (Fig. II.15). La plus forte réduction du stock d'eau a eu lieu entre 2004 et 2006. Les hauteurs des précipitations entre 2002 et 2010 varient à Rosso de 160 à 410 mm avec des valeurs plus fortes en 2006 (337 mm) et 2010 (410 mm) et les plus faibles en 2004 (226 mm) et 2008 (158 mm). Ces valeurs ne sont pas représentatives de la pluviométrie de la région et ne fournissent qu'une image très grossière du régime des précipitations. En effet, comme partout au Sahel (e.g. Taupin, 1997 ; Le Barbé et al., 2002 ; Lucio et al., 2012) les précipitations se caractérisent par leur très grande irrégularité spatiale et temporelle.

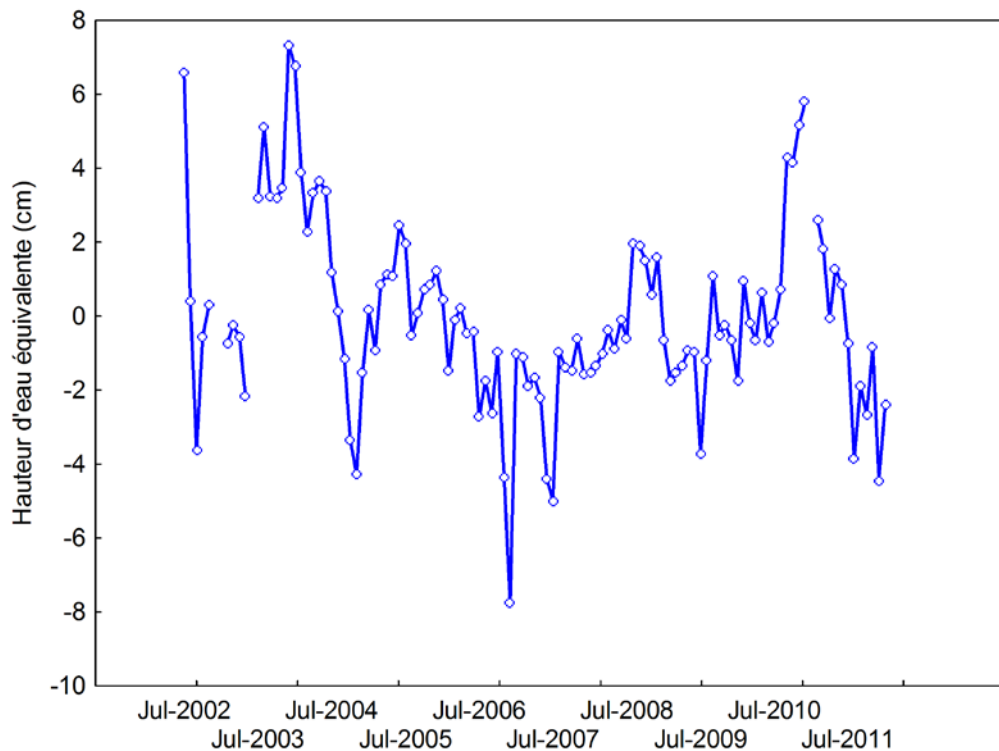


Fig. II.15 Evolution mensuelle du stock d'eau estimé par GRACE de juillet 2002 à janvier 2011

La hauteur mensuelle moyenne d'eau équivalente estimée par le signal GRACE est présentée dans la figure II.16. Elle est plus importante en septembre-octobre et plus faible

en avril-mai. En comparant avec la hauteur des précipitations mensuelles, on observe un décalage d'un mois entre le maximum de précipitation et le pic du signal de hauteur d'eau équivalente.

Le signal correspondant à la hauteur d'eau équivalente est plus fort pendant les années les plus pluvieuses. Les répartitions spatiale et temporelle de la hauteur d'eau équivalente en 2009 montrent qu'elle est plus forte pendant les mois les plus humides de l'année et augmente du sud vers le nord (Fig. II.17). Notons que dans le sud, la couverture végétale plus dense et les variations de niveau du fleuve peuvent compliquer l'interprétation du signal.

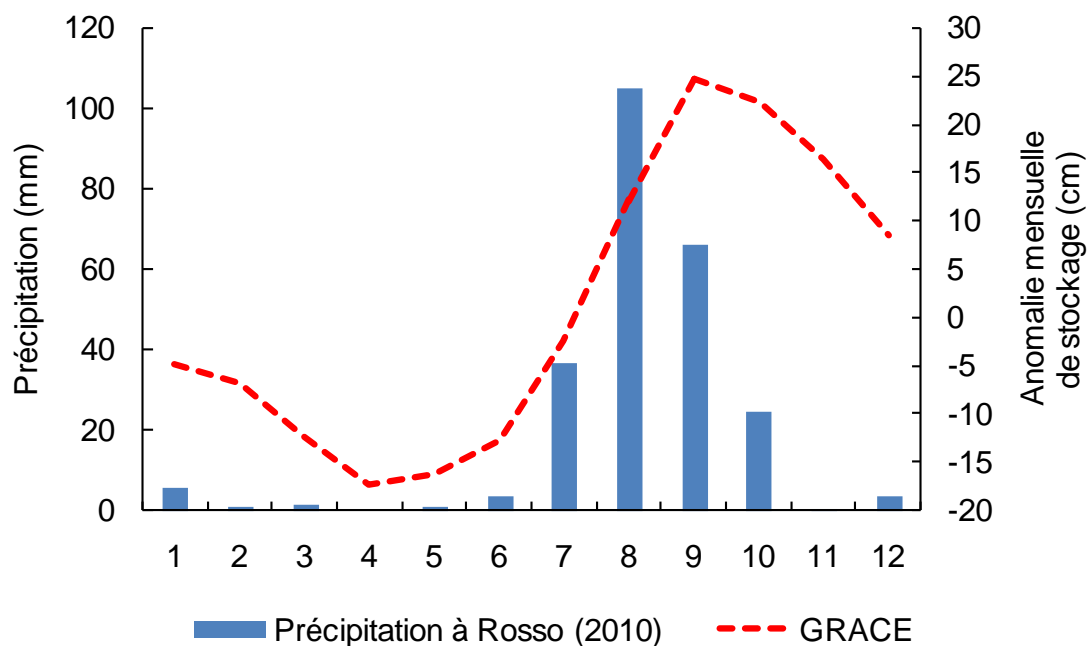


Fig. II.16 Pluie mensuelle à Rosso et anomalie mensuelle de stockage GRACE

II.4.3 Confrontation de données du signal GRACE avec les mesures hydrodynamiques *in situ*

La comparaison entre les mesures hydrodynamiques *in situ* et les observations de GRACE est présentée dans le graphique (Fig. II.18). Elle a été faite pour 43 puits dont les niveaux d'eau sont souvent perturbés par le pompage.

Le suivi hydrodynamique *in situ* ne montre pas des fortes fluctuations lors de nos différentes missions de terrain (moins de 0,5 m pour la majorité des puits). Le signal GRACE présente des oscillations mensuelles moins importantes que notre suivi, mais avec des tendances saisonnières identiques, soit plus faible en période sèche (avril-mai) et un pic en période pluvieuse (août-septembre). Plusieurs remarques s'imposent :

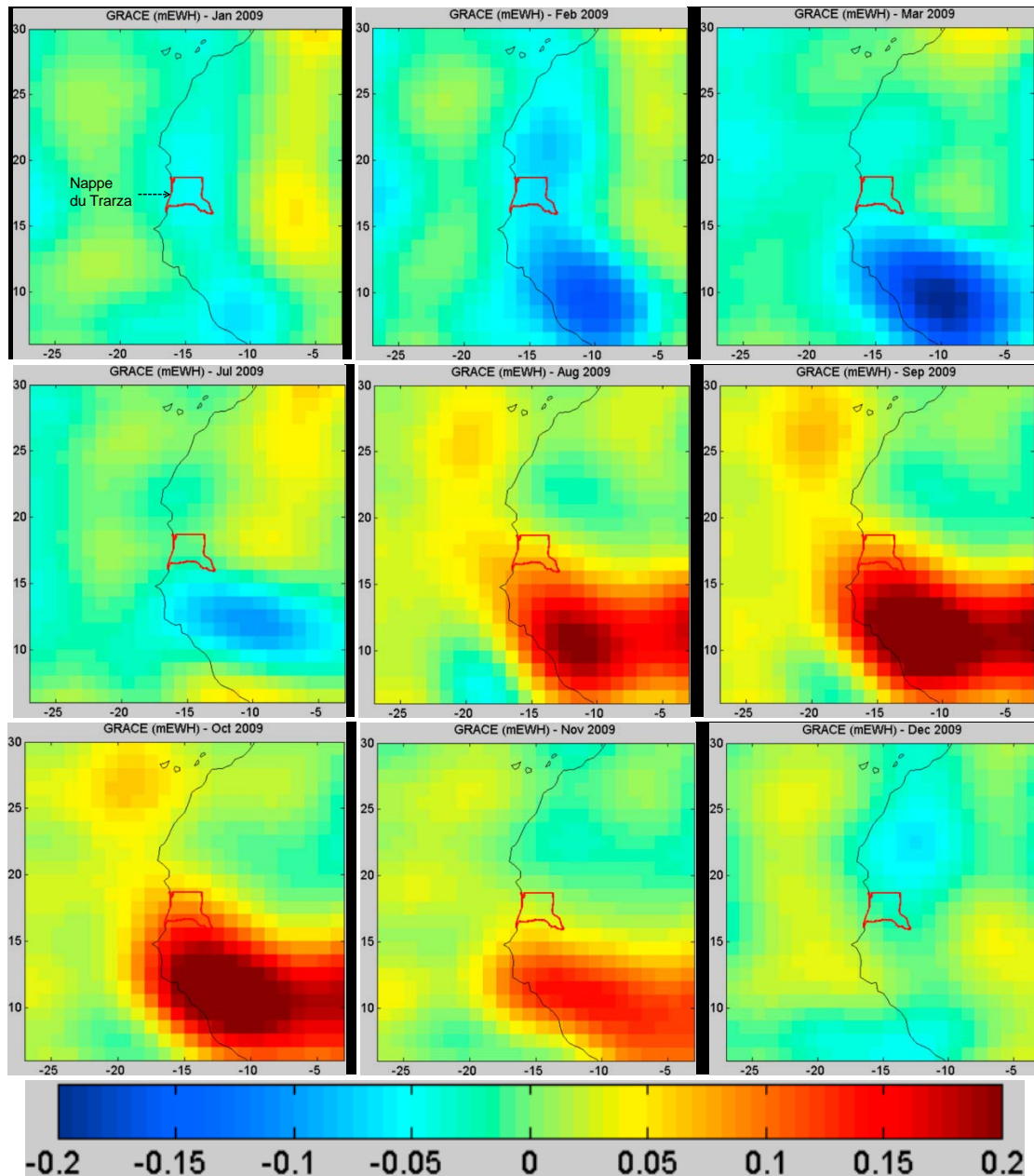


Fig. II.17 Evolution de la hauteur d'eau équivalente (en m de géoïde) en 2009

- les mesures piézométriques souvent perturbées par les pompages rendent les comparaisons délicates ;
- les plus fortes variations du signal GRACE peuvent s'expliquer par l'intégration de l'humidité de la zone non saturée et des fluctuations de nappe ;
- le fort signal observé au sud de la zone d'étude au Sénégal (Fig. II.17) peut perturber le signal de la région du Trarza. Plus généralement, il existe différents traitements et corrections du signal GRACE qui peuvent influencer sur les valeurs finalement calculées (Fig. II.19).

Les données GRACE ne nous donnent actuellement qu'une image très grossière du bilan hydrique de la région d'étude, mais il est espéré que l'amélioration du traitement dans les

prochaines années permettra d'avoir un outil plus fin dans le suivi des variations de stocks d'eau.

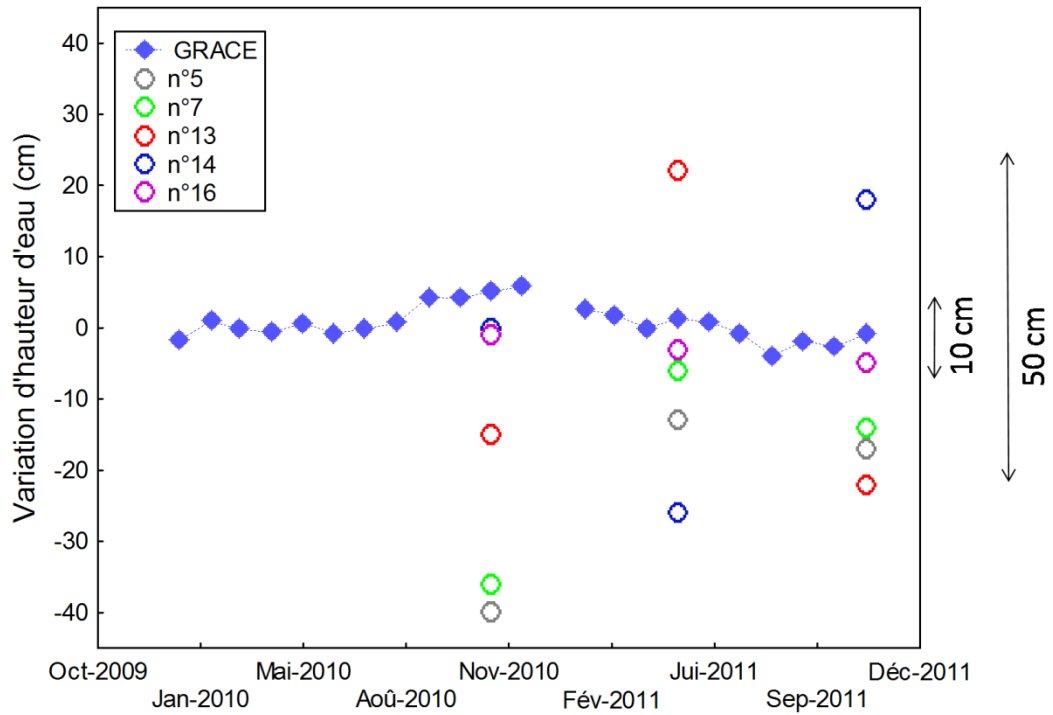


Fig. II.18 Mesures hydrodynamiques in situ et observations GRACE

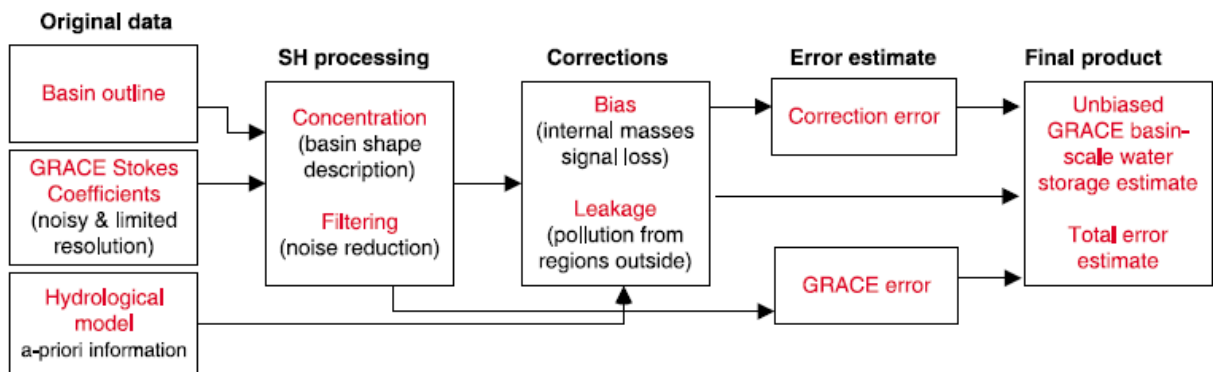


Fig. II.19 Diagramme schématisant les différentes étapes de traitement du signal GRACE pour estimer la variabilité des stocks d'eau. SH : Spherical Harmonic (Longuevergne et al., 2010)

II.5 Conclusion

Le suivi piézométrique récent de la nappe du Trarza repose sur plus d'une cinquantaine de points de mesures mesurés deux fois par an lors des trois dernières années 2010 – 2012, et parfois bien davantage dans quelques rares sites. Il a été sensiblement renforcé grâce aux très nombreuses mesures rassemblées par AGIRE/MHA en 2011. Plus de 1400 points relativement bien répartis sur toute la zone ont donc permis de tracer la carte de la piézométrie actuelle. Malgré les différentes sources d'incertitude, la carte piézométrique est cohérente et donc utilisable pour la détermination des principaux traits piézométriques. L'écoulement général des eaux souterraines de la nappe se produit du sud vers le nord, c'est-à-dire du fleuve Sénégal vers la dépression au nord de Boutilimit où la nappe est à plus de 30 m sous le niveau de la mer. Nous avons relevé quelques fluctuations saisonnières de la nappe (de l'ordre de 0,5 m) qui pourraient être liées à l'infiltration des pluies mais ces points mériteraient d'être suivis plus finement.

À plus long terme, une trentaine de mesures anciennes du début des années 1960 a été réanalysée. De même, les mesures faites dans le champ captant d'Idini ont permis une perspective pluridécennale de la piézométrie du Trarza. A l'échelle globale de la nappe, la piézométrie ne semble pas avoir évolué significativement depuis 50 ans.

Une attention particulière a été portée à l'évolution de la nappe dans le champ captant d'Idini, seul lieu d'intense exploitation. Le rabattement induit est au maximum de 6 m et il ne dépasse pas 0,45 à 10 km du centre du champ. L'impact est donc sensible mais limité.

L'évolution de la nappe a été aussi étudiée près du fleuve Sénégal, où la construction du barrage de Diama n'a induit qu'une remontée locale et un lissage des fluctuations piézométriques, reflet de la régularisation du régime du fleuve.

En espérant trouver des indications précises sur les variations du stock d'eau à l'échelle globale de la nappe, les données satellitaires de GRACE ont été aussi utilisées. Les résultats obtenus apparaissent actuellement trop peu fins pour compléter ou remplacer la mesure au sol.

HYDROCHIMIE ET GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

Ce chapitre aborde la géochimie des eaux de l'aquifère du Trarza afin d'identifier, à partir de l'étude des éléments majeurs et bromure, les faciès chimiques des eaux de la nappe et les principaux processus de minéralisation afin d'en retrouver les origines. L'interprétation des teneurs en isotopes stables de la molécule d'eau permet de discuter de l'origine des eaux souterraines, des processus d'évaporation et des mélanges (eau de surface, mer, nappe).

Dans ce chapitre, un effort particulier a aussi été entrepris pour caractériser le signal chimique et isotopique des précipitations et du fleuve Sénégal, principales sources potentielles de recharge de la nappe.

III.1 Données disponibles

III.1.1 Données antérieures

Des données hydrogéologiques et géochimiques sur la zone d'étude proviennent de campagnes de reconnaissance, des travaux de recherche et des rapports techniques (suivi chimique du champ captant d'Idini (base de données de la Société Nationale de l'Eau (SNDE)), (Elouard, 1959 ; Paloc, 1962 ; SASIF, 1978 ; Seméga, 1995 ; Ould EL Joud, 1998). Souvent, elles concernent des zones différentes de la région d'étude et se limitent à des informations élémentaires.

Les mesures physico-chimiques (température, conductivité électrique et pH) sont les plus disponibles. On dispose principalement de 500 mesures des forages dans les régions du Trarza (400) et Brakna (100) fournies par la SNDE en 2005 et en 2011 (base de données SNDE). Un large inventaire des ressources en eau de la région du Trarza a également été effectué en 2011 par le bureau d'études Hydroconseil pour le compte d'AGIR/MHA ; il couvre une grande partie de la zone étudiée et contient les données physico-chimiques d'environ 2000 points d'eau.

Les analyses de teneurs en ions majeurs des eaux souterraines sont moins nombreuses et comprennent: un suivi d'analyses chimiques des ions majeurs (7 mesures) de 20 forages à Idini de 1978 à 2008 par la SNDE, 20 puits sur l'axe Tiguint-Rosso (Seméga, 1995), 24 analyses de forages dans le triangle Tiguint-Rosso-Aleg (SASIF, 1978).

Les analyses isotopiques des eaux souterraines sont plus rares : seulement 11 analyses en ^{18}O et 4 en ^2H prélevées à Idini en 1995 (Seméga, 1995). Nous avons donc aussi considéré des informations dans des régions proches comme le Sénégal : 16 analyses dans la moyenne vallée du fleuve (Illy, 1973), 25 analyses dans la moyenne vallée (Diagana, 1994) et 19 analyses dans la basse vallée (Diaw et al., 2012). Aucune donnée isotopique de pluie n'étant disponible antérieurement en Mauritanie, nous avons exploité des données du Sénégal fournies par Travi et al., (1987) et notamment les 2 mesures faites à la station de Richard Toll la plus proche de la zone d'étude. Les teneurs isotopiques des eaux du fleuve Sénégal proviennent de : 13 analyses dans le haut bassin du fleuve au Fouta Djallon ((Saos, 1992) in Diagana, 1994), 5 en amont du barrage de Diama (Diaw et al., 2012) et 6 analyses dans la moyenne vallée (Diagana, 1994). Mais, ces dernières ont été exclues de l'interprétation du fait de l'absence d'indication précise des lieux de prélèvement.

III.1.2 Nouvelles mesures

Les données antérieures à ce travail ont été complétées par de nouvelles mesures réalisées au cours de cinq campagnes de terrain entre 2010 et 2012, en période sèche (mars-avril-mai) et juste après la saison de pluie (octobre-novembre). Au total 93 sites (puits, piézomètres, forages et eaux de surface) ont été échantillonnés (Fig. III.1) : 84 points dans la nappe du CT et 9 sur des eaux de surface (fleuve Sénégal et lac de R'kiz et le défluent qui l'alimente). Les prélèvements des eaux souterraines en vue d'analyses chimiques et

isotopiques ont été faits à l'aide d'une pissette dans des puits (cimentés) villageois et fonctionnels ainsi que quelques forages. Les échantillons ont été filtrés *in situ* pour la plupart. Les paramètres physico-chimiques (température, conductivité, pH, alcalinité) et le niveau piézométrique ont été mesurés *in situ*. Pour les eaux de surface, le lac de R'kiz et le fleuve Sénégal, les sondes ont été plongées directement dans l'eau à une dizaine de centimètres sous la surface. Les précisions des mesures sont de $\pm 0,1^\circ\text{C}$ pour la température, et $\pm 0,02$ en pH. L'erreur relative sur la mesure de conductivité électrique est généralement moins de 5 %. Les données figurent en annexe III.1.

Les prélèvements pour analyses chimiques et isotopiques ont été réalisés sur échantillons d'eau stockés dans des flacons en polypropylène (chimie) et en verre (isotopes) dans un réfrigérateur à 4°C à l'ISET de Rosso.

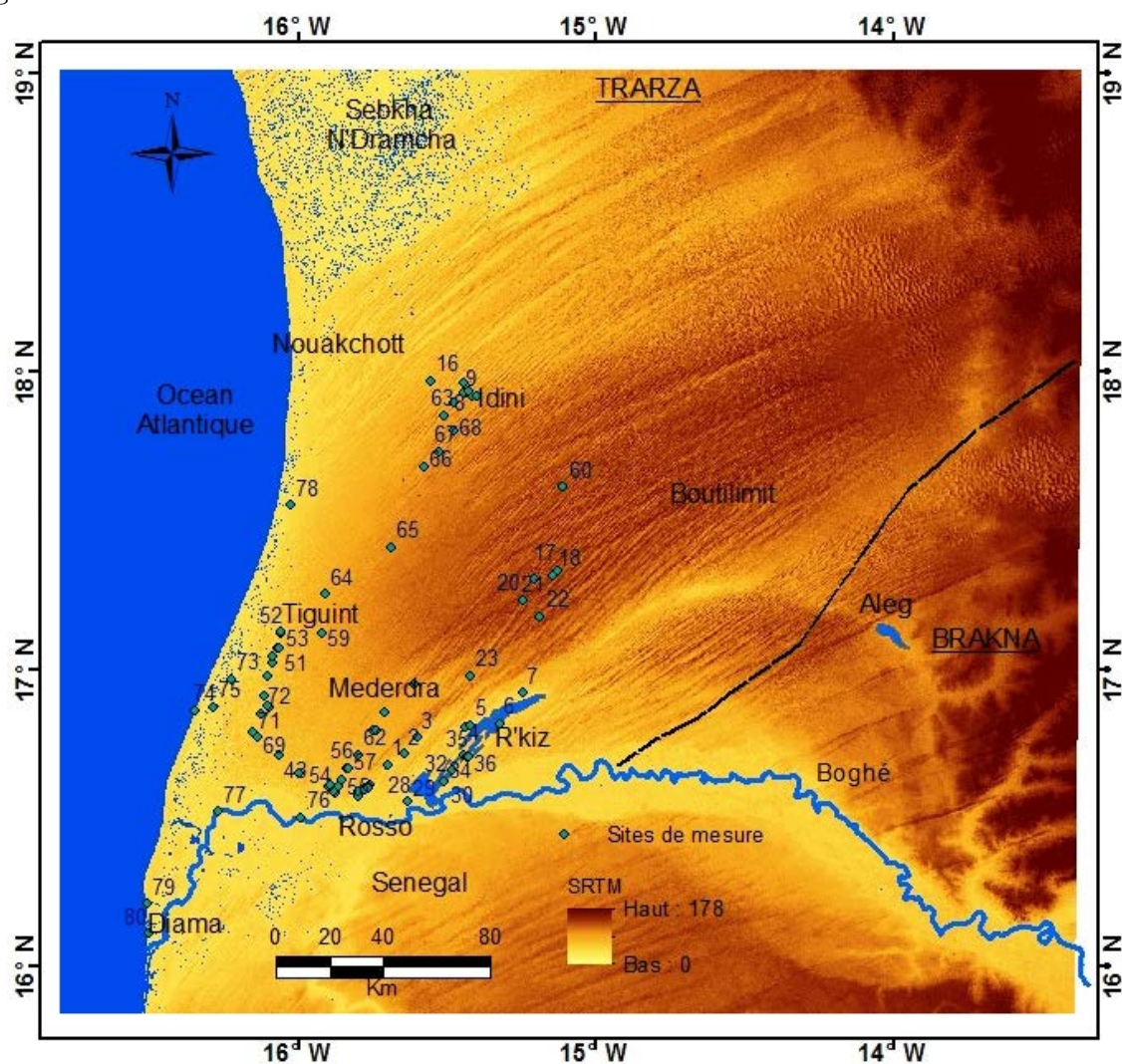


Fig. III.1 Les sites de prélèvement

Les analyses chimiques ont été réalisées au laboratoire IDES à Orsay (UMR 8148, Université Paris-Sud – CNRS), à la Maison des Sciences de l'Eau de Montpellier et au Laboratoire de Chimie de l'Eau de l'ISET de Rosso. Les contrôles croisés montrent une bonne concordance entre les analyses des différents laboratoires. Dans la perspective de rechercher une éventuelle origine marine des eaux minéralisées de la nappe, l'ion bromure

a été dosé par chromatographie ionique dans 34 échantillons d'eau souterraine. L'ensemble des échantillons présente une erreur sur la balance ionique inférieure à 8 %. Au cours des campagnes de 2010 (mars et octobre) et d'avril 2011, un total de 80 échantillons a été prélevé pour analyse des teneurs en ^{18}O et ^2H . Ces teneurs isotopiques ont été déterminées au Laboratoire IDES (Université Paris-Sud-CNRS). Les compositions sont reportées en notation conventionnelle δ en part pour mille, par rapport au standard international V-SMOW, avec des incertitudes analytiques de $\pm 0,2$ ‰ pour ^{18}O et de ± 2 ‰ pour ^2H . Un ensemble de 9 échantillons a fait l'objet de mesures de teneurs en ^{13}C et d'activités ^{14}C sur carbone inorganique dissous. Les mesures en carbone-14 ont été déterminées par spectrométrie de masse par accélérateur (ARTEMIS, UMS LMC 14, Saclay France) sur des cibles graphites préparées à l'Université Paris-Sud (UMR IDES). L'erreur sur les activités carbone-14 est variable selon les échantillons et figure dans l'annexe III.1.

III.2 Signature chimique et isotopique des eaux de surface

Pour retrouver l'origine des eaux de la nappe phréatique, il est indispensable de disposer des mêmes informations, chimiques et isotopiques, sur les différents pôles de recharge potentiels de l'aquifère. Dans la nappe du Trarza, les pôles potentiels de la recharge de la nappe qui ont été caractérisés sont les précipitations et le fleuve Sénégal et ses défluent.

III.2.1 Caractérisation chimique et isotopique des précipitations

En absence de stations de mesures isotopiques sur les précipitations en Mauritanie, les événements pluvieux ont été collectés pendant l'année (2010) à deux stations : Rosso et Idini (Fig. III.1). L'échantillonnage représente un ensemble de 10 événements pluvieux à la station de Rosso (ISET ; latitude N $16,52^\circ$ et longitude de Ouest- $15,77^\circ$; sud de la zone d'étude) et 5 prélèvements à la station d'Idini (lat. $17,95^\circ$; long. $15,45^\circ$; nord de la zone d'étude) sur lesquels ont été mesurés les teneurs en chlorures et en isotopes stables (^{18}O , ^2H).

Afin d'éviter tout risque d'évaporation, de l'huile de vaseline a été ajoutée dans les pluviomètres et les relevés ont été effectués après chaque averse. Seules les averses supérieures à 5 mm ont été analysées, les pluies dont les hauteurs étaient inférieures à ce seuil étant considérées comme non susceptibles de recharger l'aquifère (Fedrigoni et al., 2001).

III.2.1.1 Composition chimique des précipitations

Les eaux de pluie sont peu minéralisées. Leur conductivité électrique est comprise entre 3 et $45 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (une médiane de $22 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, $n=10$) pour la station de Rosso, entre 4 et $75 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (une médiane de $29 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$, $n=5$) pour la station d'Idini (Tableau III.1). Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que celles définies à la station de Richard Toll au Sénégal par Travi et al., (1987) qui indiquent des valeurs comprises entre 20,50 et

67,60 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ sur 3 mesures. Ces valeurs sont moins élevées que celles obtenues par Diaw (2008) en 2005 à Saint Louis (5 mesures entre 70 et 238 $\mu\text{S.cm}^{-1}$). Les fortes minéralisations obtenues à Saint Louis peuvent être expliquées par la présence d'aérosols d'origine marine souvent observées dans les zones littorales comme le cas de Saint Louis (Chesselet & Menard, 1972).

Le pH des pluies varie entre 6,38 et 7,28 à Idini et entre 6,47 et 8,34 à Rosso. Les médianes sont de 6,92 à Idini et plus basique à Rosso avec une médiane de 7,16.

Aucune mesure de teneurs en ions majeurs des pluies n'est disponible en Mauritanie. Faute de temps durant cette thèse, seules les teneurs en ion chlorure ont été mesurées dans les pluies. Les concentrations en Cl^- montrent des variations très importantes, un facteur de 2 à 4 existe entre les différentes mesures. Les teneurs varient entre 3,1 et 12,2 mg.L^{-1} avec une médiane de 8,7 mg.L^{-1} . Ces valeurs sont comparables avec celles obtenues dans la région (Travi et al., 1989 ; Diaw, 2008) et dans différentes régions côtières (Langmuir, 1997).

Station	Date	Pluie mm	CE $\mu\text{S.cm}^{-1}$	pH	$\delta^{18}\text{O}$ (‰ vs V-SMOW)	$\delta^2\text{H}$	Cl^- (mg.L^{-1})
Idini	18/08/2010	12	8,3	6,38	-5,91	-37,9	8,65
Idini	25/08/2010	9	6,1	7,28	-6,13	-40,2	6,09
Idini	10/09/2010	18	4,3	6,48	n.d.	n.d.	n.d.
Idini	15/08/2010	16	40,0	7,28	n.d.	n.d.	11,28
Idini	02/08/2010	7	75,5	6,92	n.d.	n.d.	n.d.
Rosso	19/08/2010	11	n.d.	n.d.	-7,00	-49,9	3,15
Rosso	09/08/2010	61	3,7	6,85	-0,49	-3,7	8,06
Rosso	03/07/2010	25	45,8	8,34	-1,20	-9,5	7,69
Rosso	17/07/2010	13	n.d.	n.d.	-4,35	-23,2	n.d.
Rosso	29/06/2010	22	19,4	7,19	-3,25	-12,8	12,25
Rosso	07/09/2010	43	6,7	7,28	-7,99	-60,7	n.d.
Rosso	28/06/2010	11	24,7	7,12	n.d.	n.d.	8,75
Rosso	24/09/2010	10	39,0	7,13	-7,72	-59,6	12,25
Rosso	16/09/2010	16	33,1	7,70	n.d.	n.d.	n.d.
Rosso	10/09/2010	7	6,9	6,47	n.d.	n.d.	n.d.

n.d: non déterminé

Tableau III.1 Mesures physico-chimiques et isotopiques des pluies de 2010 à Rosso et Idini

III.2.1.2 Composition isotopique des précipitations

Les mesures de teneurs isotopiques (^2H et ^{18}O) des pluies de l'hivernage 2010 des stations de Rosso et Idini varient de -5,93 à -6,13 ‰ (Idini) et de -0,49 à -7,99 ‰ (Rosso) pour ^{18}O et de -37,9 à -40,2 ‰ et de -3,6 à -60,7 ‰ pour le ^2H respectivement. Les teneurs moyennes pondérées par les pluies sont de -4,46 ‰ en ^{18}O et -37,2 ‰ en ^2H à Rosso et de -6,00 ‰ en ^{18}O et -38,9 ‰ en ^2H à Idini.

Ces teneurs isotopiques (^{18}O et ^2H) des pluies sont cohérentes avec les études antérieures menées dans les régions voisines (Tableau III.2) : -5,83 et -5,38 ‰ en ^{18}O et de -33,1 et -32,9 ‰ en ^2H à Richard Toll (2 mesures) d'après Travi et al. (1987) ; de -10,70 à +9,74 ‰ en ^{18}O et de -77,5 à +62,4 ‰ en ^2H avec des médianes de -2,96 et 17,6 ‰ respectivement, à Bamako (140 mesures : 1962-1999) et de -8,40 à +2,88 ‰ en ^{18}O et de -59 à +28,8 ‰ en ^2H avec des médianes respectives de -0,69 ‰ et 2,9 ‰ à Niamey (40 mesures de 1992-2009) d'après la base GNIP/ISOHIS (2012). Les moyennes pondérées par les hauteurs de pluie sont de -3,7 à -6,8 ‰ en ^{18}O et de -38,7 à -19,7 ‰ en ^2H à Bamako (1992-1997) d'après Gourcy et al. (2000) et de -5,8 à -2,4 ‰ en ^{18}O et de -37 à -17 ‰ en ^2H à Niamey (1992-1999) d'après Taupin et al. (2002).

Site	$\delta^{18}\text{O}$				$\delta^2\text{H}$			
	min.	max.	méd.	nb.	min.	max.	méd.	nb.
Trarza : 2010	-7,99	-0,49	-5,73	10	-60,7	-3,6	-38,3	10
Richard Toll (Sénégal) : 1987	-5,83	-5,38	-	2	-32,9	-33,1	-	2
Bamako (Mali) : 1962-1999	-10,7	9,74	-2,96	140	-77,5	62,4	17,6	140
Niamey (Niger) : 1992-2009	-8,4	2,88	-0,69	40	-59	28,8	2,9	40

Tableau III.2 Comparaison des données isotopiques des pluies du Trarza en 2010 et celles des régions voisines

La moyenne entre les valeurs obtenues à Rosso au sud de la zone d'étude et Idini dans le nord avec une distance entre les deux stations de 150 km, peut être donc considérée comme représentative de la moyenne générale de la zone d'étude en 2010, soit -5,73 ‰ et -38,3 ‰ en ^{18}O et ^2H respectivement.

Dans un diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. III.2), les 10 valeurs événementielles analysées se localisent autour d'une droite, sous la droite météorologique mondiale définie par Craig, (1961), soit $\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$. L'ordonnée à l'origine, différente de 10, suppose un léger effet d'évaporation des précipitations lors de leurs chutes sur la plupart des précipitations. Sans imposer une pente de 8 (pente de condensation), la relation linéaire entre les teneurs en deutérium et en oxygène-18 est : $\delta^2\text{H} = 7,67 \times \delta^{18}\text{O} + 4,49$, et si on force la pente de 8 l'équation de la droite devienne, $\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 8$. Cette pente de 7,67 est du même ordre de grandeur que celles obtenues dans d'autres sites sahéliennes les plus proches. 7,25 à Niamey définie par Taupin et al. (2002) pour la période de 1992-1999, de 6,38 à Bamako pour la période de 1962-1998 (GNIP/ISOHIS, 2012). Cette pente implique le mélange d'eaux de pluie évaporées et non évaporées.

Bien que le nombre de mesures faites soit limité, les teneurs isotopiques semblent varier au cours de la saison de pluvieuse. Cette variabilité importante a été observée partout dans les régions tropicales (Taupin et al., 2002 ; GNIP/ISOHIS, 2012). Un appauvrissement systématique vers la fin de la saison est constaté (mois d'août-septembre) pour l'hivernage 2010 (Fig. III.3). Il peut être interprété comme un effet de recyclage des eaux de précipitations. En effet dans cette période de l'année les

températures sont les plus élevées et l'humidité de l'air est en moyenne de 70 % à Rosso contre 30 % en période sèche.

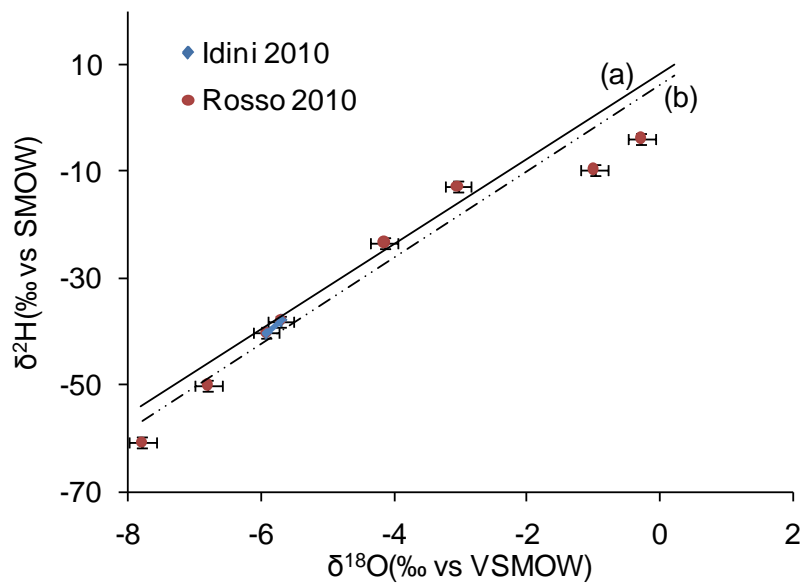


Fig. III.2 Diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations de Rosso et Idini au cours de l'hivernage 2010. (a) : Droite Météorologique Mondiale ($\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$), (b) : droite locale des précipitations en 2010 ($\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 8$)

III.2.2 Caractérisation géochimique des eaux de surface

Du fait du contexte régional semi-aride du sud mauritanien, les ressources en eau de surface dans la zone d'étude se limitent au fleuve Sénégal, à son défluent alimentant le lac de R'kiz et au lac d'Aleg (pour lequel, nous ne disposons d'aucune donnée chimique ou isotopique).

III.2.2.1 Composition chimique des eaux de surface

II.2.2.1.1 Paramètres physico-chimiques des eaux de surface

Durant les 3 années, de 2010 à 2012, des mesures des paramètres physico-chimiques ont été régulièrement effectuées dans des endroits dispersés de la vallée du fleuve Sénégal : à Rosso, au lac de R'kiz et le défluent Soukan qui l'alimente ainsi qu'à Diama (Tableau III.3, Annexe III.1).

La température des eaux du fleuve est comprise entre 28,3 et 33,1 °C. Elles suivent logiquement les fluctuations des températures de l'air enregistrées à Rosso.

Le pH varie entre 6,42 à 7,35. La dispersion est mineure avec une valeur moyenne proche de la neutralité de 6,95 et un écart type de 0,37 (n = 16).

La conductivité varie largement entre 40 et 320 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Elle est minimale en saison de pluie et maximale en période sèche, ce qui pourrait être expliqué par un phénomène de

dilution des eaux du fleuve par l'augmentation de son volume en saison des pluies, le débit variant entre 200 et 1000 m³.s⁻¹ entre mai et septembre (Fig. III.4).

A l'aval de barrage de Diama, les eaux de surface ont fait aussi l'objet d'un échantillonnage, la conductivité électrique varie entre 5300 et 13 200 μS.cm⁻¹ entre la saison pluvieuse et la saison sèche. Cette augmentation résulte d'une remontée des eaux de l'océan dans le cours d'eau du fleuve due à la diminution des lâchers d'eau douce du barrage, le débit du barrage variant entre 1200 m³.s⁻¹ en septembre et seulement 120 m³.s⁻¹ en mois d'avril (pour maintenir un niveau d'eau suffisant en amont du barrage).

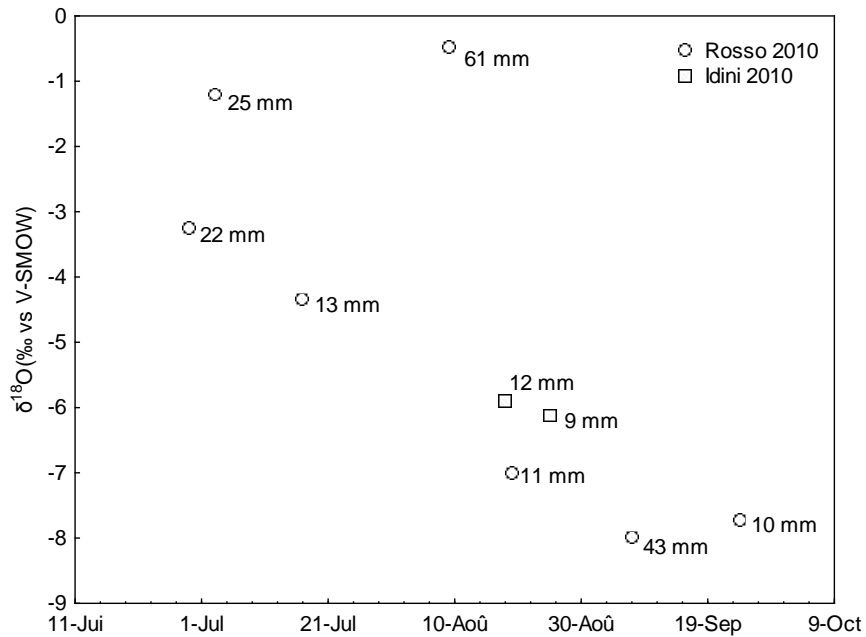


Fig. III.3 Teneurs isotopiques des précipitations à l'échelle événementielle à Rosso et à Idini au cours de l'hivernage 2010. Les hauteurs pluviométriques (2010) indiquées sont données à titre indicatif

Site	Date	CE ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)	pH	T ($^{\circ}\text{C}$)
Diamas amont	23/09/2011	40	7,35	28,0
Diamas aval	25/10/2011	5300	n.d.	n.d.
Diamas aval	05/03/2011	13200	n.d.	n.d.
Lac R'kiz	29/03/2010	116	7,65	33,0
Lac R'kiz	16/10/2010	67	6,86	36,0
Lac R'kiz	22/04/2011	59	6,42	36,0
Lac R'kiz	04/11/2011	230	6,42	n.d.
Rosso	03/05/2010	57	6,90	32,0
Rosso	23/09/2011	40	7,07	28,0
Rosso	11/01/2012	48	7,08	28,0
Rosso	07/03/2012	46	6,87	32,0
Soukan	02/04/2010	59	6,90	32,8
Soukan	16/10/2010	53	6,97	33,3
Soukan	04/11/2011	87	6,42	n.d.
Soukan	16/10/2010	48	6,51	30,6

n.d: non déterminé

Tableau III.3 Données physico-chimiques des eaux de surface

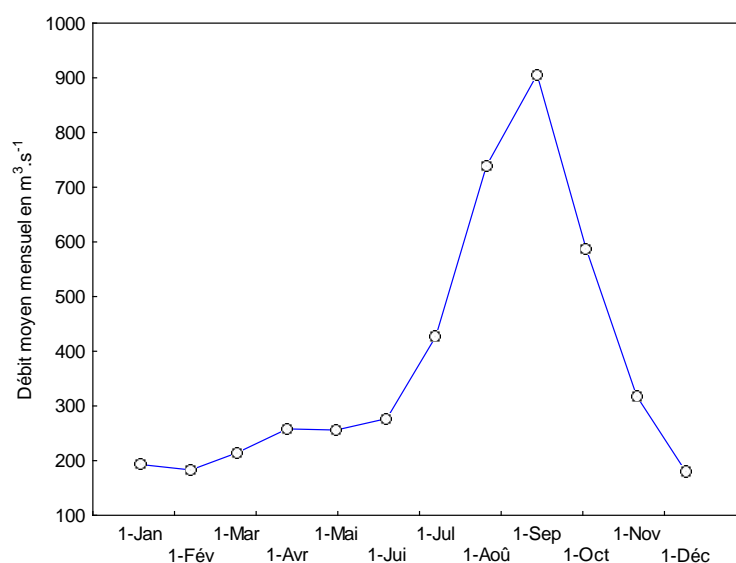


Fig. III.4 Hydrogramme du débit moyen mensuel du fleuve Sénégal à Bakel

III.2.2.1.2 Faciès des eaux de surface

Le diagramme de Piper a été utilisé pour classer les eaux de surface selon leur faciès chimique (Fig. III.5). Deux familles caractérisent ces eaux :

- Faciès bicarbonaté à mixte représentée par les eaux du lac R'kiz,
- Faciès mixte à chloruré sodique et calcique pour les eaux du fleuve Sénégal à Rosso et en amont du barrage de Diamas.

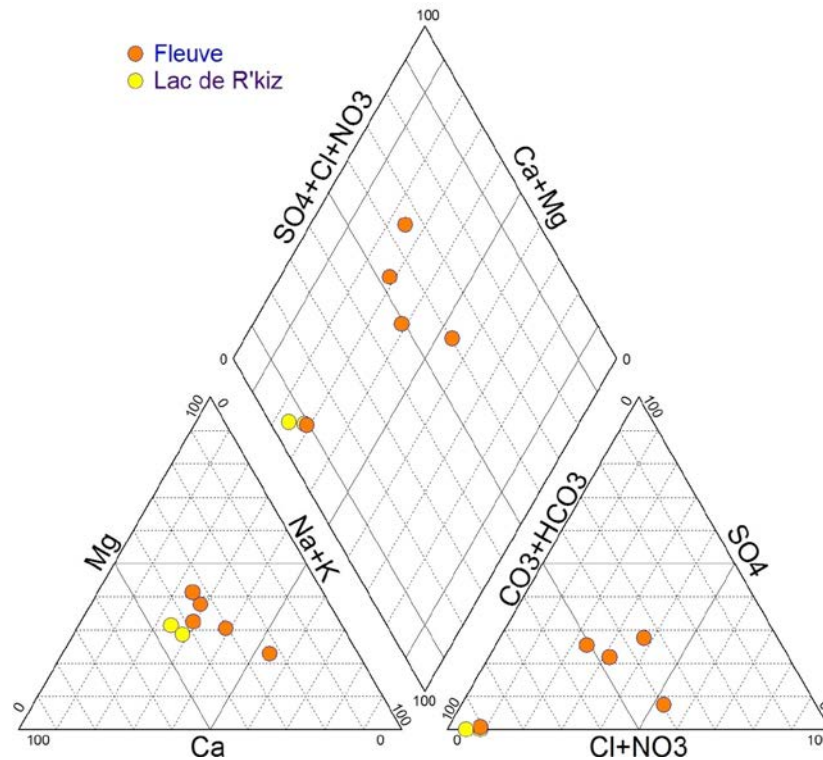


Fig. III.5 Diagramme de Piper des eaux de surface

La charge totale dissoute est faible et varie entre 30 et 100 mg.L⁻¹ pour le fleuve avec une valeur moyenne de 68 mg.L⁻¹ (n=5) et de 102 à 120 mg.L⁻¹ pour le lac de R'kiz (n= 2).

III.2.2.2 Composition isotopique des eaux de surface

Les teneurs isotopiques de l'oxygène-18 et deutérium des eaux de surface du fleuve Sénégal ont été mesurées dans différents lieux : Rosso (1 mesure), amont de Diama (1), aval de Diama (2), le lac de R'kiz (2) et le défluent qui l'alimente (2), soit au total 8 mesures durant la période 2010-2011. Les teneurs varient de -5,62 à -5,44 en ¹⁸O et de -39,1 à -22,2 ‰ en ²H pour le fleuve en amont du barrage de Diama et de -3,4 à -2,96 ‰ en ¹⁸O et de -25,2 à -22,1 ‰ en ²H pour le fleuve en aval du barrage.

Au lac de R'kiz et dans le défluent qui l'alimente, les teneurs isotopiques sont plus élevées et varient de -0,11 à +4,58 ‰ en ¹⁸O et de -10,4 à 9,2 ‰ en ²H avec des médianes de 2,13 ‰ et -2,1 ‰ respectivement.

Les mesures de teneurs isotopiques des eaux de surface en amont du barrage de Diama sont comparables à celles du haut bassin au Fouta Djallon ((Saos, 1992) in Diagana, 1994) de -5,78 à -4,15 ‰ en ¹⁸O et de -24,0 à -39,9 ‰ en ²H avec des médianes de -4,82 ‰ et -29,7 ‰ respectivement. Les eaux ne semblent donc pas avoir subi d'évaporation forte entre le haut bassin, d'où provient l'essentiel de l'eau du fleuve, et la moyenne vallée. Dans un diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. III.6), tous les échantillons de la moyenne et basse vallée se placent en dessous de la droite météorique mondiale et sont plus enrichies que les précipitations locales (-5,73 ‰ et -38,3 ‰ en ¹⁸O et ²H respectivement). Les eaux de

surface du fleuve Sénégal s'alignent sur une droite d'évaporation de $\delta^2\text{H} = 4,55 \times \delta^{18}\text{O} - 9,00$ et dont l'intersection avec la droite météorologique mondiale (DMM) se réalise autour de la composition moyenne des eaux de surface du haut bassin à Fouta Djallon où le fleuve prend sa source. En aval du barrage de Diama, les eaux de surface sont plus enrichies en isotopes stables qu'en amont du barrage. Cet enrichissement en aval du barrage pourrait être dû à la remontée de l'eau de l'Océan. Ces eaux se placent en effet sur une droite de mélange eau douce (fleuve amont du barrage) et eau de mer (Fig. III.5). La minéralisation élevée de $9500 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ en moyenne confirme cette présence océanique.

Au lac de R'kiz, les teneurs isotopiques ($-0,11$ à $4,58 \text{‰}$ en ^{18}O et de $-10,4$ à $9,2 \text{‰}$ en ^2H) sont plus élevées que du fleuve Sénégal ($-5,62$ à $-5,44$ en ^{18}O et $-39,1$ à $-22,2 \text{‰}$). Elles sont comparables avec celles obtenues par Diaw et al. (2012) au lac de Guiers (Sénégal), dans un système hydrologique très proche : $1,8$ à $3,3 \text{‰}$ en ^{18}O et $0,1$ et $9,0 \text{‰}$ en ^2H avec des médianes de $+2,55 \text{‰}$ et $+4,6 \text{‰}$ respectivement. L'enrichissement des eaux du lac par rapport aux eaux du fleuve est dû à des conditions plus « confinées » que le fleuve (au moins par leurs teneurs isotopiques). Ces eaux lacustres sont fortement marquées par l'évaporation.

Le caractère évaporé des eaux de surface, évoqué aussi par d'autres auteurs (Diagana, 1994 ; Diaw et al., 2012), s'intensifie quand on s'éloigne du fleuve où l'eau est moins renouvelée et le temps de séjour est plus long (cas des lacs de R'kiz et de Guiers).

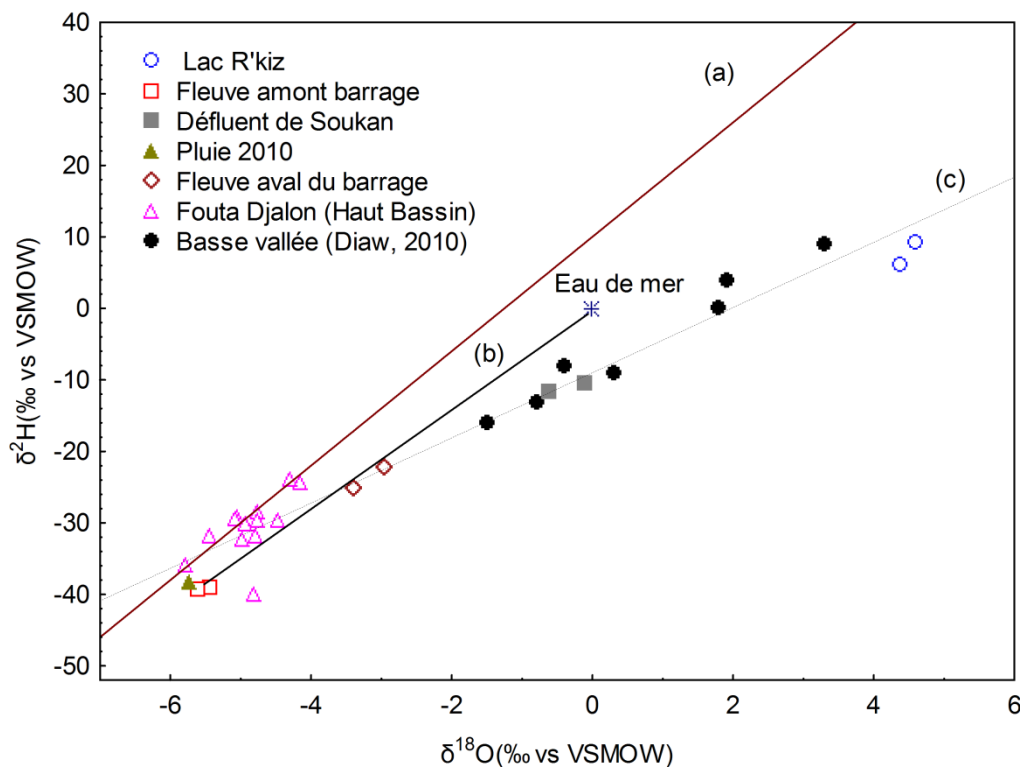


Fig. III.6 Signatures isotopiques dans un diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ des eaux du fleuve Sénégal, (a) droite Météorologique Mondiale, $\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$, (b) droite de mélange eau de mer - eau douce (fleuve en amont du barrage), (c) droite d'équation $\delta^2\text{H} = 4,55 \times \delta^{18}\text{O} - 9$

II. 3 Caractéristiques chimiques et isotopiques des eaux souterraines (nappe du CT)

La chimie des eaux souterraines dépend de la composition lithologique des couches traversées et du temps de séjour des eaux dans l'aquifère (e.g. Langmuir, 1997). Cette interaction, impliquant souvent la mise en solution de CO_2 , influe sur la teneur des éléments majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- ). Les concentrations de ces éléments sont aussi influencées par divers autres facteurs tels que les paramètres climatiques, l'activité anthropique, les échanges entre aquifères et des éventuels mélanges avec l'eau de surface ou l'eau marine.

Les paragraphes suivants traitent de la chimie des eaux souterraines et permettront d'expliquer l'origine et l'évolution en relation avec le fonctionnement hydraulique du système et notamment les modalités de recharge de la nappe.

Les traceurs isotopiques les plus classiques en hydrogéologie ont été aussi utilisés pour compléter l'approche géochimique de la recharge de la nappe : isotopes de la molécule d'eau (^{18}O , ^2H) et isotopes du carbone inorganique dissous (^{14}C , ^{13}C). À partir de ces traceurs et conjointement à l'approche hydrodynamique, l'étude isotopique a pour objectifs la validation des processus de recharge (isotopes stables) et l'estimation des temps de séjour des eaux souterraines de la nappe (radiocarbone).

III.3.1 Sites d'échantillonnage de la nappe

Un réseau d'échantillonnage a été choisi pour permettre d'acquérir des données représentatives de la variabilité spatiale et temporelle de la qualité des eaux souterraines de la nappe du Continental Terminal. Ce réseau se compose de 84 points d'eau (Fig. III.1) et couvre une grande partie de l'ouest et du sud-ouest de la nappe du Trarza :

- Puits proches du fleuve Sénégal et du lac de R'kiz pour étudier les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines ;
- Puits et forages du champ captant d'Idini, pour discuter de la variabilité chimique interannuelle des eaux souterraines ;
- Puits et forages entre le fleuve et le champ captant d'Idini pour caractériser spatialement la nappe.

Les prélèvements ont été effectués semestriellement, pendant cinq campagnes entre 2010 et 2012. Pour étudier plus finement l'évolution saisonnière de la nappe, un suivi journalier et mensuel des paramètres physico-chimiques et du niveau piézométrique de la nappe a été effectué pour une dizaine de puits aux villages de N'kek et Hsey Leeleyates (annexe III.1).

III.3.2 Les paramètres physico-chimiques de la nappe

III.3.2.1 Température de l'eau

La température joue un rôle très important dans l'augmentation de l'« activité » chimique d'une eau. Quant à l'évaporation, elle dépend de la température de l'air, de l'humidité relative de l'air, de la profondeur sous le sol, des conditions d'écoulement et de la structure des aquifères. Les anomalies de température des eaux sont contrôlées par les structures géologiques qui conditionnent la géométrie des aquifères et le type de la circulation souterraine des eaux (Faillat & Puradimaja, 1995).

Les températures des eaux souterraines de la nappe du Trarza varient entre 25,6 °C mesurée à proximité du fleuve dans un puits de 3 m de profondeur (puits n°35) et 34,6 °C, dans un forage de 54 m de profondeur, situé au village de Bareina (n°22). La température moyenne des eaux souterraines est de 30,1 °C, légèrement plus élevée que celle de l'atmosphère de 28,4 °C. Aucune différence statistiquement significative n'existe entre les différentes campagnes réalisées.

III.3.2.2 Conductivité électrique

La minéralisation des eaux peut être représentée par les conductivités électriques obtenues *in situ*. La conductivité électrique présente une variabilité spatiale très importante (Fig. III.7) avec des valeurs comprises entre 0,05 et 67,0 mS.cm⁻¹, la médiane étant de 0,70 mS.cm⁻¹ et l'écart-type de 2,90 mS.cm⁻¹ (n = 1600, y compris les mesures de l'inventaire AGIRE/MHA).

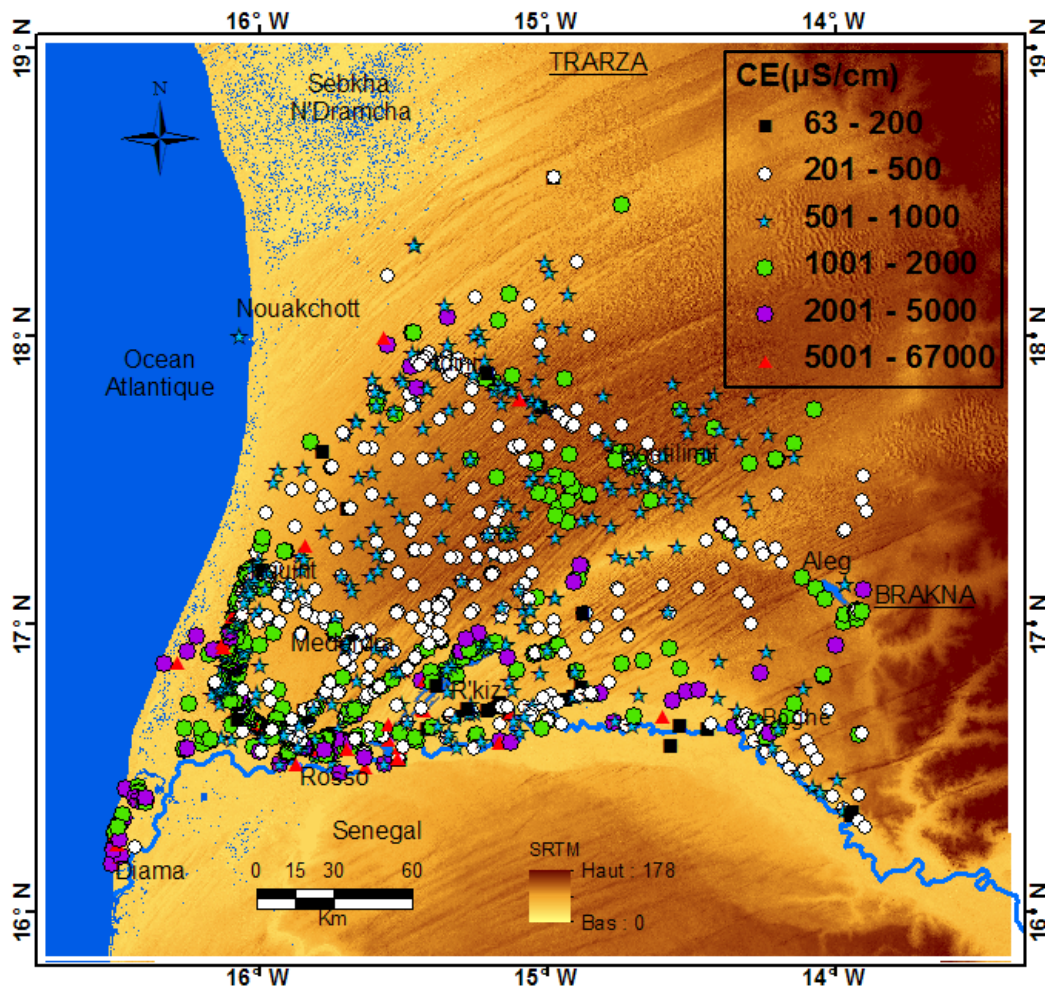


Fig. III.7 Répartition spatiale de la conductivité électrique de la nappe (données de cette étude et données de l'inventaire d'AGIRE/MHA 2011)

Les fortes valeurs sont majoritairement mesurées dans des puits cimentés situés à proximité du lac de R'kiz, dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal aussi que le long de la côte de l'Océan. A l'intérieur de la zone d'étude, la nappe présente souvent des eaux peu minéralisées (CE inférieures à $1000 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) mais la charge minérale peut fortement varier entre deux localités voisines et aussi à l'intérieur d'une même localité. Ce voisinage de valeurs fortes et faibles, courant dans la zone d'étude, semble être lié à des singularités locales. Dans 60 % des gouds échantillonnés, les variations locales de minéralisation des eaux souterraines sont organisées spatialement (Fig. III.8) : gradient croissant (+30 %) depuis le sommet de la dune vers le cœur du goud (espace interdunaire). Toutefois, si certains fonds de gouds ont des eaux très minéralisées (par exemple le goud de N'kek avec une minéralisation de $12 \text{ mS}\cdot\text{cm}^{-1}$), d'autres le sont très peu (goud de Kraa Lahmar à $0,3 \text{ mS}\cdot\text{cm}^{-1}$).

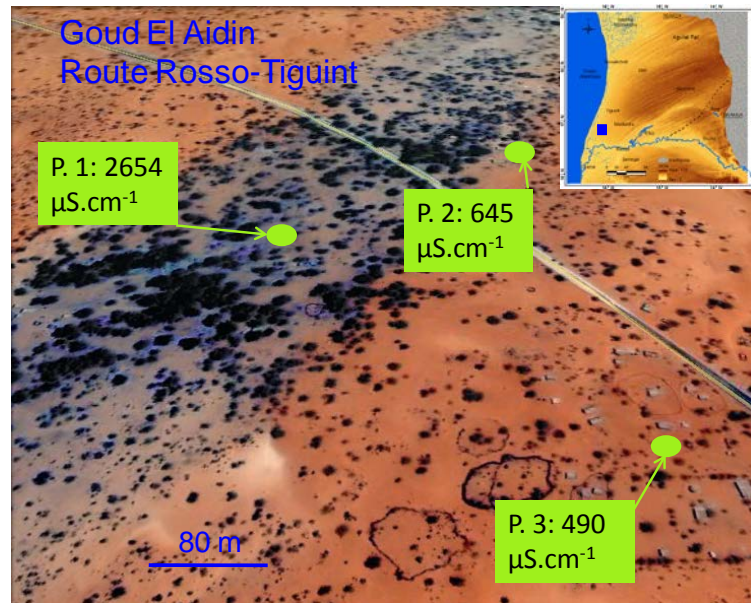


Fig. III.8 Répartition spatiale de la minéralisation à l'échelle du goud d'Elaiidin (PK 17 km route Rosso-Tiguint). (P.1), fond du goud (P.2) pied de la dune, (P.3) sommet de la dune

Le critère géomorphologique, seul, ne suffit pas à expliquer les variations de minéralisation à petite échelle. A l'échelle régionale, il n'apparaît pas de relation significative entre la minéralisation et la profondeur du niveau statique de la nappe même en prenant en compte le gradient hydraulique régional et les variations locales de la topographie (Fig. III.9).

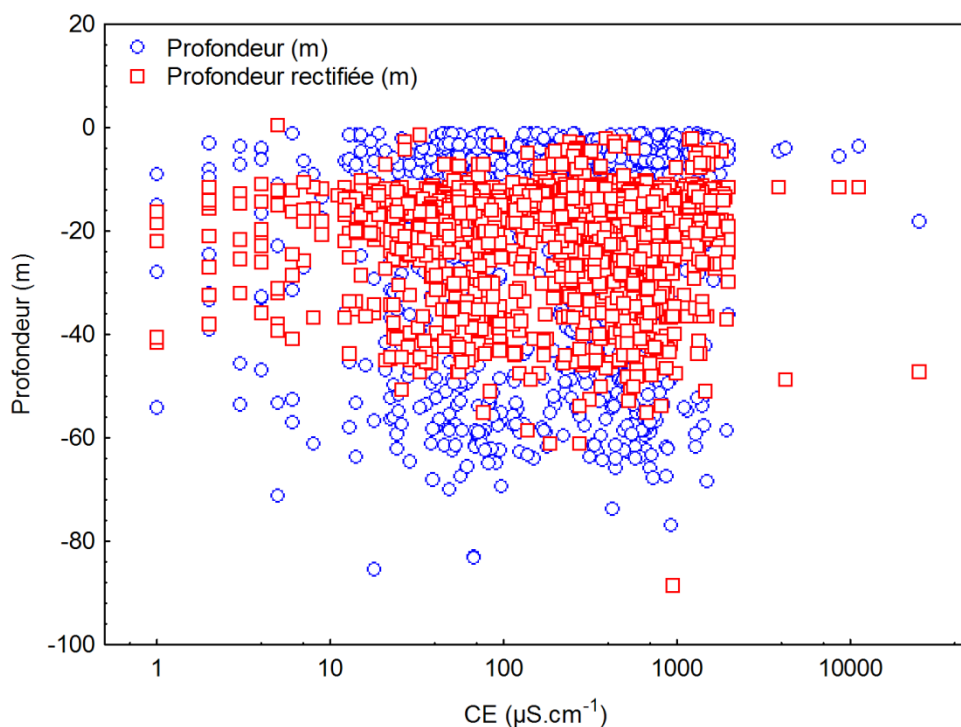


Fig. III.9 Relation de la conductivité électrique (échelle semi-logarithmique) en fonction de la profondeur de la nappe

III.3.2.2.1 Evolution temporelle de la conductivité électrique

Au cours de la période 2010-2012, la majorité des forages a connu des variations de la minéralisation à la hausse comme à la baisse. Lors de nos visites après la saison pluvieuse et en saison sèche, nous avons constaté trois types des réactions de la minéralisation :

- Diminution de la minéralisation : cette évolution a été observée généralement partout dans les puits et forages entre mars et octobre 2010 (Fig. III.10). Elles peuvent atteindre jusqu'à des baisses de 88 % de la minéralisation (cas du puits n°36 passant de 36 000 en mars 2010 à 4200 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ en octobre 2010). La diminution de la minéralisation est très variable d'une zone à l'autre et peut être interprétée par une dilution des eaux de la nappe par une infiltration des eaux de pluie. Cette diminution après la saison de pluie est très variable à l'échelle globale de la nappe et, même à petite échelle, elle peut varier de 40 à 580 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ pour les puits n°2 et n°1 distant de moins de 5 km et présentant des minéralisations de 1005 et 1361 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ respectivement. Ces variations dans la minéralisation peuvent être en rapport avec la quantité des précipitations efficaces qui varie en fonction de la nature lithologique.

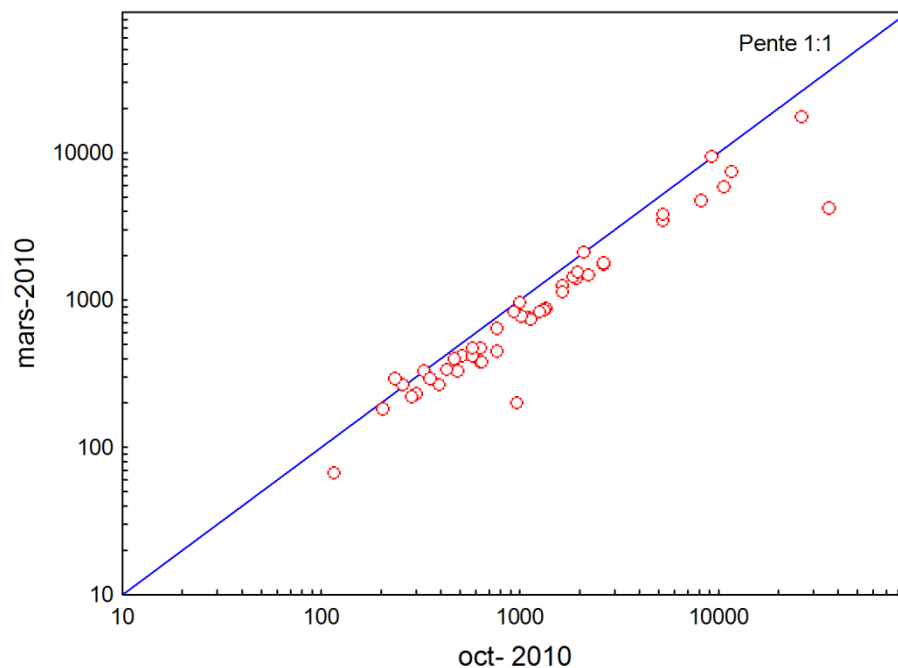


Fig. III.10 Variation de la minéralisation entre mars 2010 et octobre 2010

- Augmentation de la minéralisation : l'augmentation de la minéralisation est généralement observée entre la campagne d'octobre 2010 et d'avril 2011 (Fig. III.11). Cette réaction positive est due au retour de la minéralisation à la valeur habituelle (avant la pluie).
- Stabilité (moins de 5 % de variation sur la CE) : seulement 5 forages isolés n'ont pas connu des fluctuations sensibles de la minéralisation entre deux saisons. Mais

les forages stables entre mars et octobre 2010, ne sont pas les mêmes que ceux ne fluctuent pas entre octobre 2010 et avril 2011.

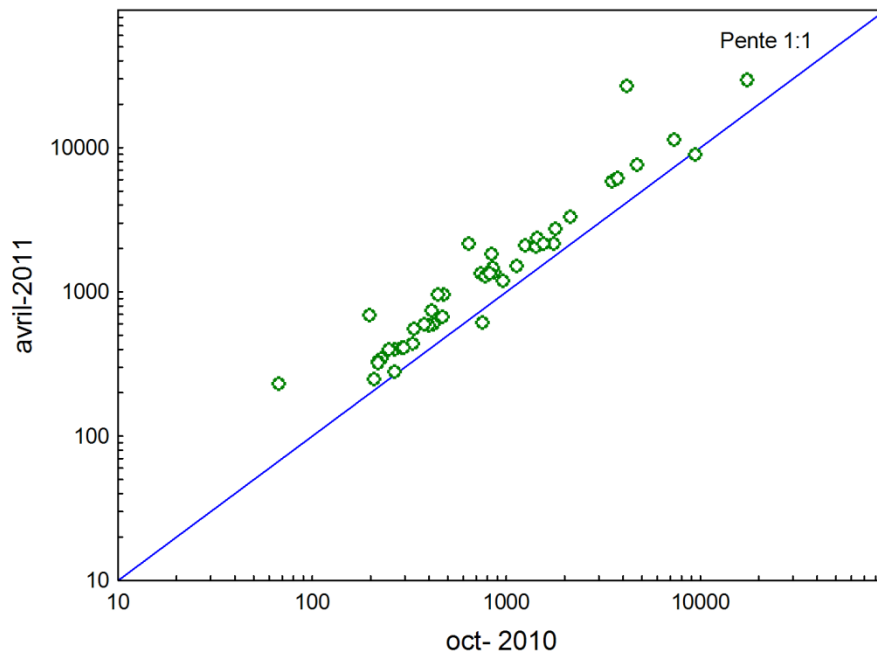


Fig. III.11 Variation de la minéralisation entre octobre 2010 et avril 2011

III.3.2.2.2 Evolution mensuelle de la conductivité électrique

Dans la perspective d'étudier l'évolution saisonnière de la conductivité électrique, un suivi d'une dizaine des puits a été effectué à l'échelle du goud de N'kek situé à 9 km de la ville de Rosso sur la piste Rosso-R'kiz (Fig. II.1). Il est typique de l'organisation spatiale dominante, avec une augmentation de la minéralisation en se rapprochant au centre du goud (Fig. II.12) : de 0,60 (au pied de la dune) à 12 mS.cm⁻¹ (au fond du goud), soit une distance d'environ 700 m.

Le suivi temporel, montre une augmentation de la minéralisation durant l'hivernage (juillet, août et septembre) (Fig. III.13). Au contraire de ce qui a été observé à l'échelle de la nappe, la minéralisation commence ici à augmenter rapidement dès le début de l'hivernage puis revient à la valeur initiale avant la saison pluvieuse, selon un processus qui peut durer plus de 3 mois. Un suivi très fin montre que la conductivité est très stable tout au long de la journée et qu'elle n'est pas modifiée par le pompage.

Il est logique d'expliquer cette hausse par le lessivage des solutions interstitielles de la zone non saturée lors de l'infiltration directe des pluies (Fig. III.14), comme observé au Niger pendant la saison pluvieuse dans des conditions proches (Elbaz-Poulichet et al., 2002). Cependant, les données disponibles ne permettent pas actuellement de comprendre pourquoi ce goud se comporte de manière opposée aux autres gouds.

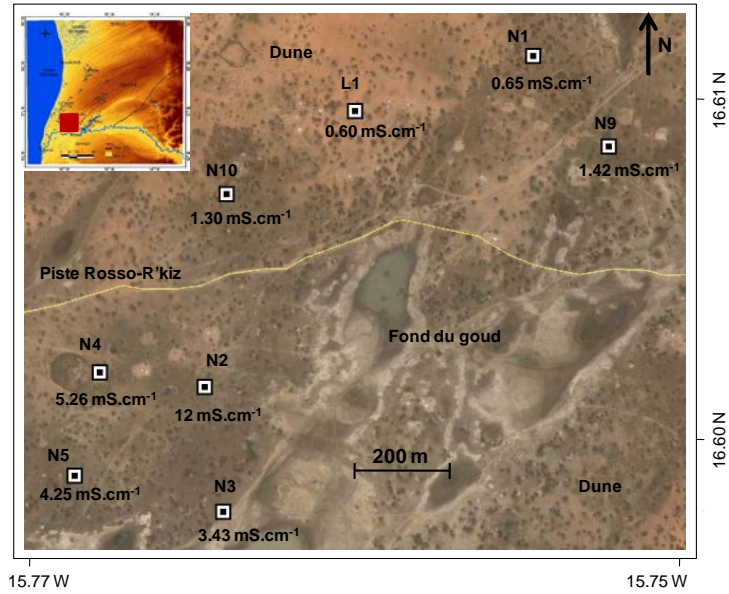


Fig. III.12 Variation de la minéralisation à l'échelle du goud de N'kek

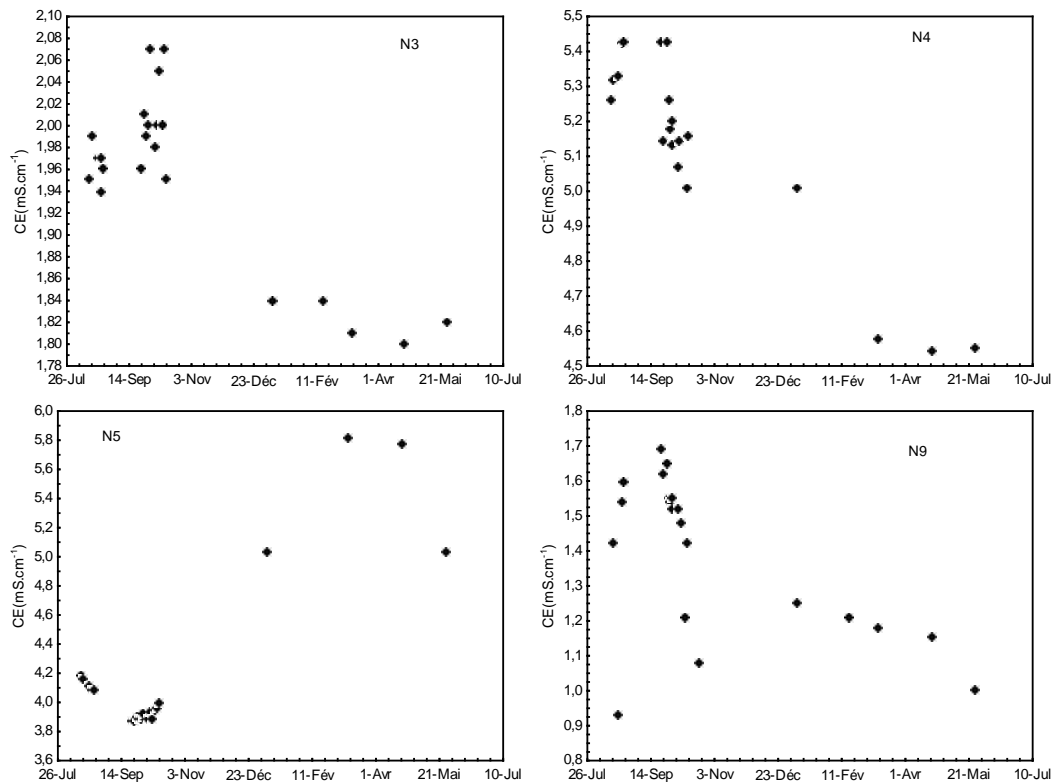


Fig. III.13 Evolution mensuelle de la minéralisation dans le goud de N'kek en 2011-2012

III.3.2.2.3 Evolution de la conductivité électrique à long terme

La comparaison des mesures de conductivité électrique issues de nos mesures ou celles d'AGIRE/MHA de 2011 avec les mesures antérieures (SASIF, 1978, Seméga, 1995, SNDE-2005), a été limitée par plusieurs raisons.

Il est évidemment tentant de comparer nos mesures de conductivité électrique avec celles d'AGIRE/MHA (2011) et avec les mesures antérieures. Cependant cette comparaison n'est pas aisée :

- Les puits et les forages des rapports anciens sont nommés par référence au nom du village, sans longitude et latitude précises. Or ces villages sont souvent créés par des nomades lors de leur séjour autour d'un point d'eau et ils gardent le même nom à chaque fois que les nomades se déplacent dans un autre site à la recherche de l'eau et du pâturage (e.g. Hsseye Rhahla, Naeima, Bir El Barka...).
- La plupart des villages ont plusieurs puits géographiquement bien repartis au fond du goud, au pied de la dune et au sommet de la dune. Cette répartition géographique à l'échelle du goud correspond souvent à des mesures de conductivité assez variées. Le manque de précision des descriptions des puits échantillonnés ne permet pas de rattacher une mesure de conductivité et le bon puits.
- Par ailleurs, les mesures des 500 forages fournies par la SNDE en 2005 sont totalement identiques aux données d'AGIRE/MHA en 2011, ce qui semble indiquer l'absence des nouvelles mesures.

Au final 43 points d'eau ont été comparés, dont une majorité dans le champ captant d'Idini. Durant les 20 dernières années, la minéralisation n'a pas connu de variation sensible (Tableau III.4) : l'amplitude des variations interannuelles de la minéralisation observée est faible et correspond à la variation saisonnière observée pendant notre suivi de 2010-2012. Seuls, les 12 forages et piézomètres du champ captant d'Idini qui ont été mesurés lors de nos campagnes de terrain ont montré des minéralisations plus faibles (jusqu'à 20 %) que les mesures de 2006, sans explication immédiate.

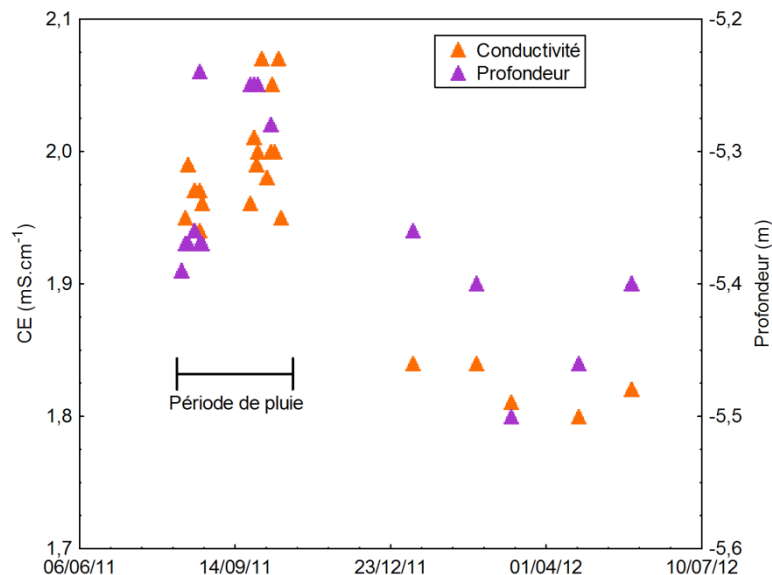


Fig. III.14 Minéralisation par lessivage des solutions interstitielles de la zone non saturée lors de l'infiltration des eaux de pluie au milieu du goud de N'kek

Site	sept-93	juin-00	déc.-01	déc.-02	juil.-03	déc.-04	juil.-05	mai-06	avr-l-mars-10-12
IDINI									
F1	463	546	560	540	553	562	660	503	n.d.
F2	503	605	n.d.	634	610	n.d.	748	748	n.d.
F3	466	570	590	580	582	612	732	n.d.	n.d.
F4	560	682	700	590	706	n.d.	850	634	n.d.
F5	1112	n.d.	1310	1285	1250	1338	1275	1449	n.d.
F6	1018	n.d.	n.d.	n.d.	1155	1245	1296	1325	1114
F7	850	1004	1030	1054	1024	n.d.	1200	1214	n.d.
F8	1093	1304	n.d.	1331	1300	1406	1400	n.d.	n.d.
F9	707	912	950	1026	945	987	1199	n.d.	n.d.
F10	502	382	390	394	389	394	465	462	n.d.
F11	1039	n.d.	n.d.	1960	n.d.	n.d.	2540	1700	n.d.
F12	555	625	640	659	640	646	753	563	n.d.
F13	619	808	830	850	848	871	1028	765	n.d.
F14	955	1208	1260	1236	1222	n.d.	1370	1103	1338
F16	425	493	490	497	479	480	566	434	n.d.
F17	383	517	530	536	531	545	650	511	n.d.
F18	249	307	313	324	322	333	400	325	n.d.
F19	335	417	426	430	420	430	514	407	n.d.
F20	n.d.	605	600	617	592	606	720	555	415
F21	n.d.	588	600	604	586	600	705	545	476
F22	n.d.	339	430	366	444	346	420	334	282
F23	n.d.	355	380	371	353	361	432	348	264
F24	n.d.	400	410	409	399	430	487	385	346
F25	n.d.	490	510	406	489	494	591	545	458
F26	n.d.	293	n.d.	311	304	n.d.	377	302	321
F27	n.d.	264	270	271	266	271	325	262	223
F28	n.d.	298	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	378	396	284
F29	n.d.	434	n.d.	n.d.	427	430	508	400	n.d.
F35	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	402	566	566	n.d.
F36	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	544	700	685	n.d.
F37	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	673	936	580	n.d.
F38	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	476	550	552	n.d.
G4	n.d.	640	n.d.	710	n.d.	756	789	783	763
G10	n.d.	420	n.d.	575	570	558	582	676	n.d.
AUTRES SITES									
Bareina	n.d.	n.d.	n.d.	246	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	408
El meimoune	n.d.	n.d.	n.d.	417	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	286
Siid	n.d.	n.d.	n.d.	279	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	430
El virdeouss (p)	n.d.	n.d.	n.d.	416	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	230
El virdeouss (f)	n.d.	n.d.	n.d.	220	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	206
Bid Elma	n.d.	n.d.	n.d.	313	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	480
El mouteyssar	n.d.	n.d.	n.d.	482	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1400
Bir El barka f)	n.d.	n.d.	n.d.	1240	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	965
Bir El barka (p)	n.d.	n.d.	n.d.	1098	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1321
Noubaghiya	n.d.	n.d.	n.d.	1512	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	1321
Hssey terka	3880	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	5290
Hssey terka	967	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	930

F: forage; P: puits; G: piézomètre; n.d: non déterminé

Tableau III.4 Evolution à long terme de la conductivité

III.3.2.3 Le pH

Les mesures du pH présentent des variations très larges, entre 3,41 et 10,93. Les médianes des différentes campagnes se situent autour de la neutralité. Le pH le plus bas est mesuré dans un puits cimenté à proximité du lac de R'kiz en saison sèche et le plus basique dans un piézomètre au champ captant d'Idini. La majorité (75 %) des eaux a néanmoins un pH proche de la neutralité compris entre 6,6 et 7,6 (Fig. III.15).

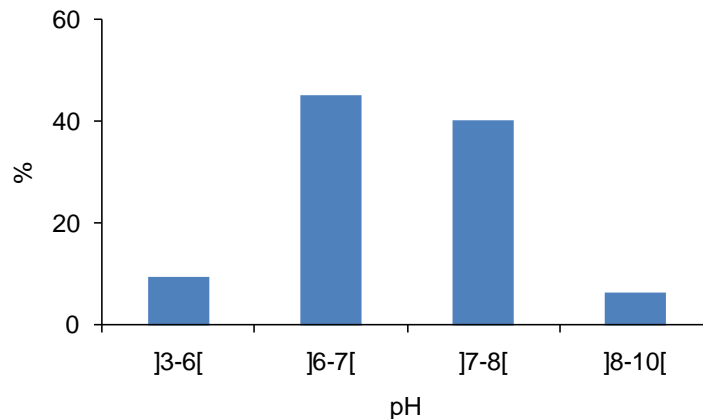
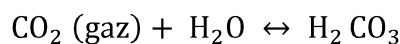
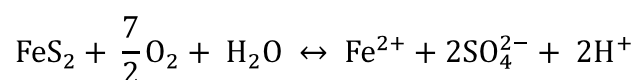


Fig. III.15 Classement du pH de la nappe

Les valeurs les plus élevées du pH (8 – 10) peuvent résulter d'une consommation du CO_2 ou un dégazage qui entraînent une augmentation relative de l'ion CO_3^{2-} par rapport à l'ion HCO_3^- . En effet, la réaction d'hydratation du CO_2 libère de l'acide carbonique qui «attaque» les roches. L'altération des minéraux conduit à une consommation de CO_2 et induit par conséquence une augmentation du pH.



L'acidité de certaines eaux peut trouver son origine par le lessivage des acides organiques provenant de la végétation en décomposition et de la présence d'anhydride carbonique dissous. Les pH les plus acides sont échantillonnés dans la vallée du fleuve où des mangroves littorales se sont développées lors de la dernière transgression marine (Michel, 1973). En raison de la présence des mangroves, la pyrite s'est formée dans le sous-sol (Deckers et al., 1996). La pénétration de l'oxygène dans les sédiments entraîne une oxydation de la pyrite et une acidification suivant la réaction :



Les traces jaunes pailles présentes dans le puits n°35 (pH de 3,4) témoignent de cet effet d'oxydation de la pyrite.

III.3.3 Ions majeurs

Seules les campagnes de mars et octobre 2010 ont fait l'objet d'analyses chimiques de teneurs en ions majeurs. Les ions Ca^{2+} et Na^+ constituent plus de 60 % des cations, leur proportion étant pratiquement constante ; K^+ et Mg^{2+} sont plus faibles et très variables en concentrations. Le Cl^- constitue l'essentiel des anions, le reste est réparti entre SO_4^{2-} et NO_3^- , généralement faible ou nul.

III.3.3.1 Faciès chimique des eaux de la nappe

La projection des analyses chimiques dans un diagramme de Piper (Fig. III.16) révèle une certaine complexité des faciès chimiques. Les eaux souterraines sont dominées par le chlorure et localement pas le nitrate (pollution au fond naturel parfois important comme souvent aux zones semi-arides (Favreau, 2000; Leduc, 2003)) et présentent un faciès mixte en cations.

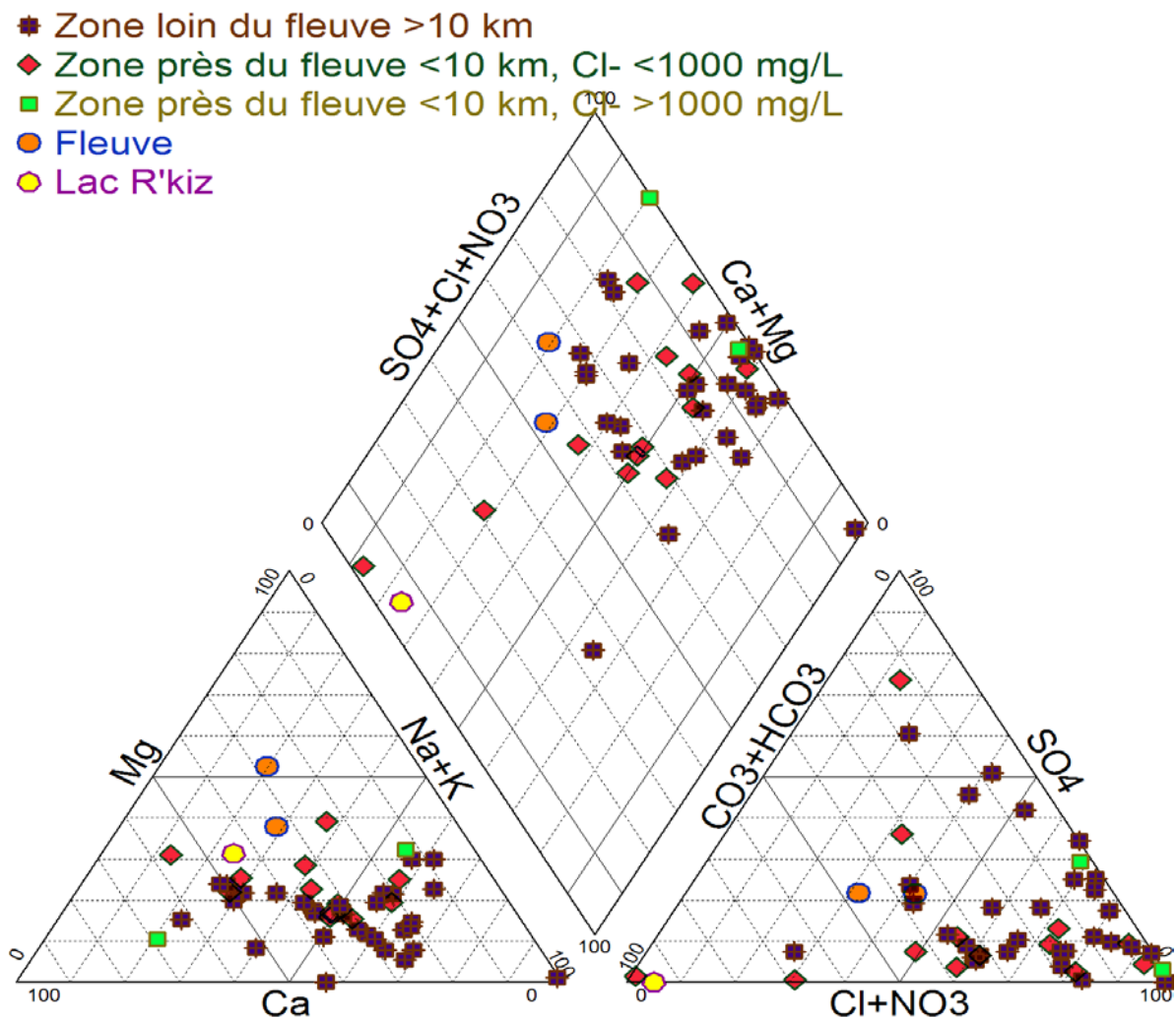


Fig. III.16 Diagramme de Piper des eaux de la nappe et de surface

Les faciès les plus couramment rencontrés dans les eaux souterraines sont donc chloruré sodique ou chloruré mixte.

Aucune organisation géographique des faciès n'est observée : des eaux chimiquement proches correspondent à des positions géomorphologiques très diverses, mais aussi des eaux chimiquement diverses se rencontrent dans des endroits très proches (échelle kilométrique). Les faciès dominants des eaux souterraines sont les mêmes que ceux obtenus dans les différentes données anciennes, Seméga, (1995) , suivi de la SNDE à Idini et SASIF (1978). Ils correspondent également aux faciès des eaux du fleuve Sénégal.

III.3.3.2 Analyse en Composantes Principales

L'analyse en Composante Principale (ACP) exprime un ensemble de variables en un ensemble de combinaisons linéaires de facteurs non corrélés entre eux, ces facteurs rendant compte d'une fraction de plus en plus faible de la variabilité des données. Cette méthode permet de représenter les données originelles (individus et variables) dans un espace de dimension inférieure à l'espace originel, tout en limitant au maximum la perte d'information. La représentation des données dans des espaces de faibles dimensions (ici 2 dimensions) en facilite considérablement l'analyse.

Le traitement de nos données par ACP a été réalisé à l'aide du logiciel STATISTICA. Le plan factoriel 1-2 suffit à extraire majoritairement (65 %) de la variance totale des échantillons (Fig. III.17).

Dans l'espace des variables (éléments chimiques), le premier axe d'inertie principal exprime 54 % de la variance ; il est défini par la majeure partie des éléments (CE, Cl⁻, Br⁻, Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, SO₄²⁻ et K⁺ et représente donc un axe de minéralisation. On notera la très bonne corrélation entre les CE, Cl⁻ et Br⁻ et entre Ca²⁺ et Mg²⁺ qui sont quasiment confondus sur le graphique. L'axe 2 qui exprime 18 % de la variance est essentiellement défini par le pH et la température et secondairement par les bicarbonates. Ce deuxième axe est défini par la géochimie du carbone en solution.

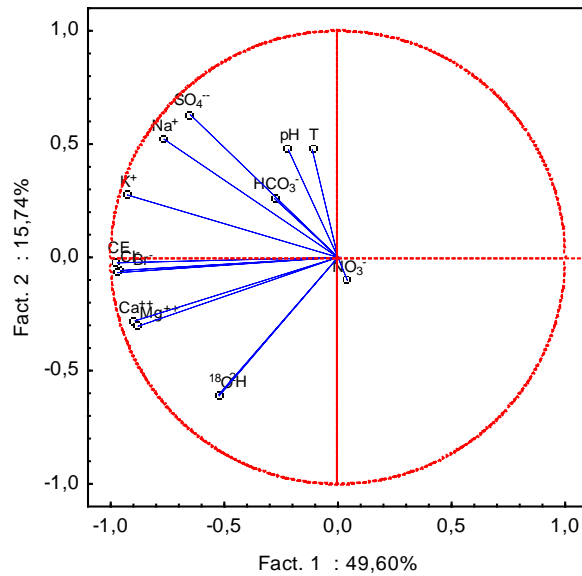


Fig. III.17 ACP des eaux de la nappe : espace des variables

Dans l'espace des individus (Fig. III.18), les eaux sont très groupées, montrant une forte homogénéité géochimique des eaux de la nappe du CT. L'individualisation de quelques échantillons permet de différencier les points singuliers. L'échantillon n°36 se retire à gauche vers le pôle de minéralisation en raison de sa forte teneur en chlorures. L'échantillon n°50 se trouve isolé des autres par sa teneur élevée en sodium ($2219,3 \text{ mg.L}^{-1}$), le n°4 par sa teneur élevée en bicarbonates ($341,60 \text{ mg.L}^{-1}$) et le n°16 par son pH basique (9,33). Pour une analyse plus fine, la projection des individus a été aussi faite en extrayant les échantillons les plus minéralisés (n°36, 50 et 16). Cette nouvelle projection (plus fine) est présentée dans la figure (III. 19) et conserve le caractère de l'absence d'une organisation géographique entre les eaux chimiquement différentes et géographiquement éloignées.

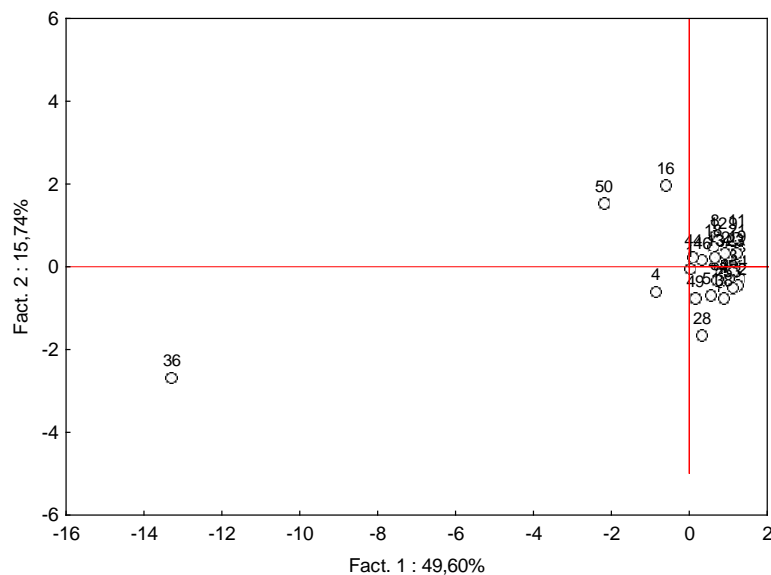


Fig. III.18 Projection des individus sur un plan 1,2

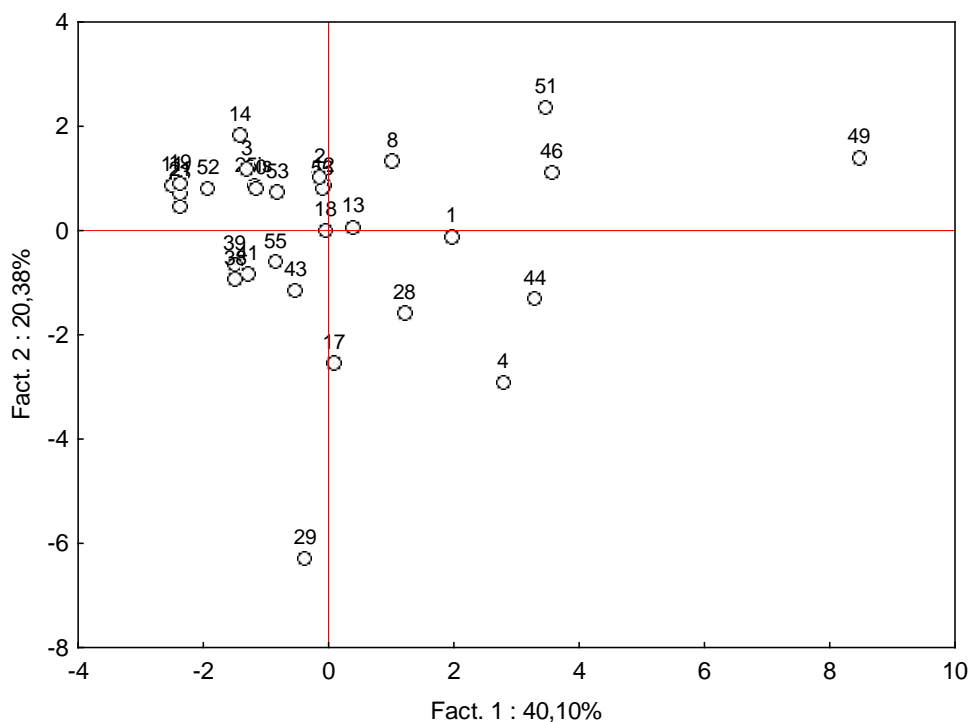


Fig. III.19 Projection des individus sur un plan 1,2 en éliminant les échantillons (n° 50, 36 et 16)

III.3.3.3 Indice de saturation vis-à-vis des principaux minéraux

Le calcul des indices de saturation (IS) a été effectué, avec le logiciel PHREEQC (USGS), à partir des analyses de la campagne de mars-2010. Ces indices de saturation sont indicatifs de l'état d'équilibre ou de déséquilibre existant entre l'eau et les principaux minéraux présents ou potentiellement présents dans l'aquifère.

Le calcul de l'indice de saturation des minéraux dissous dans l'eau a été mené en utilisant la loi de Debye et Hückel (1923) pour le calcul des activités et en considérant que l'état d'équilibre se fait dans l'intervalle -0,5 à +0,5.

$$Is = \frac{[\log Q]}{[\log Kps]}$$

Lorsque :

IS > 0,5, l'échantillon est sursaturé vis-à-vis du minéral (reprécipitation possible du minéral, sous réserve de cinétique);

IS < -0,5, l'échantillon est sous-saturé (eau agressive si le minéral est présent) ;

-0,5 < IS < 0,5 : l'échantillon est à saturation (en équilibre). Cette fourchette de saturation tient en compte des éventuelles erreurs sur les mesures du pH qui se percutent sur les calculs d'IS.

La majorité des eaux sont à l'équilibre ou saturées vis-à-vis des minéraux carbonatés à savoir : la calcite et la dolomite. Les eaux les plus minéralisées sont sursaturées (Fig. III.20) ; cette sursaturation indique qu'une précipitation de ces minéraux peut avoir lieu dans l'aquifère au nord comme au sud, près du fleuve et à l'intérieur de la zone d'étude.

La plupart des eaux de la nappe sont sous-saturées vis-à-vis des minéraux sulfatés (gypse et anhydrite). Seulement les eaux les plus minéralisées montrent une saturation par rapport à ces minéraux. Tous les échantillons présentent une large sous-saturation vis-à-vis de la halite.

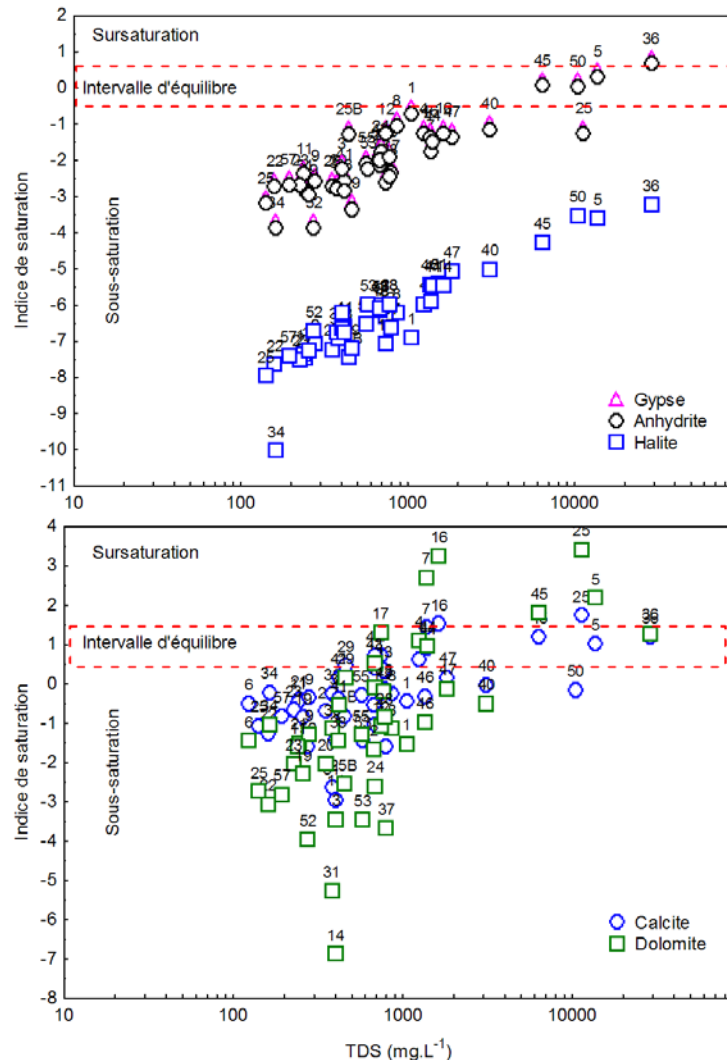


Fig. III.20 Relation Résidu sec (TDS) et les indices de saturation vis-à-vis des principaux minéraux carbonatés et évaporitiques (échelles semi-logarithmiques)

III.3.3.4 Evolution des ions majeurs

III.3.3.4.1 Variabilité saisonnière

La comparaison des analyses chimiques de 46 points d'eau entre la saison sèche (mars 2010) et juste après la saison pluvieuse (octobre 2010) montrent différents changements (Fig.III.21) :

- Les concentrations en chlorures, sodium et potassium sont stables ou ont un peu diminué, la diminution étant plus importante dans les eaux les plus minéralisées.

Cette diminution pourrait s'expliquer par la dilution par les eaux de pluie qui s'infiltreraient durant la saison pluvieuse.

- Les concentrations en sulfates, calcium et magnésium sont stables pour la plupart des échantillons ; elles ont beaucoup diminué dans les eaux les plus minéralisées.

Les nitrates ont nettement augmenté dans les puits situés majoritairement près de la vallée du fleuve Sénégal et le lac de R'kiz. L'origine de ces nitrates est peut-être liée à l'activité agricole active dans cette zone (rizières, troupeaux pouvant contaminer les alentours des puits avec leurs déjections). L'augmentation rapide des nitrates après la saison pluvieuse semble indiquer une recharge directe de la nappe par les précipitations.

III.3.3.4.2 Evolution à long terme

Au contraire des mesures de conductivité électrique, facilement réalisables sur le terrain, les données des analyses chimiques sont plus rares (Tableau III.5). Le seul endroit où existe un historique des analyses chimiques est le champ captant d'Idini mais peu d'analyses disponibles sont complètes et vérifient une erreur acceptable de la balance ionique (<10 %). Nous nous limitons à 3 dates les plus complètes pour 15 forages : analyse de 1987, 1993 et 2006. En dehors d'Idini, les analyses effectuées de 20 puits sur l'axe Rosso-Tiguent (Seméga, 1995) n'ont pas de coordonnées géographiques et seuls deux puits avec une localisation sûre peuvent être comparés avec les mesures de 2010 (village de Hsseye Terka, échantillons n°53 et 54 de cette étude). Par ailleurs, 2 mesures du forage du village de Bareina en 1958 et 1977 (SASIF, 1978) peuvent être comparées avec l'analyse de 2010 (échantillon n°22 de cette étude).

Cette comparaison, même si elle est trop réduite pour refléter l'évolution d'une aussi grande nappe que le Trarza, montre une similitude entre analyses anciennes depuis 60 ans et analyses récentes : les faciès chimiques de la nappe étaient comme actuellement de type chloruro-sodique ou mixte. Une telle stabilité témoigne que malgré l'aridification depuis les années 1960, les conditions de recharge de la nappe ne semblent donc pas avoir significativement changé au cours des derniers 50 ans, ou n'ont pas encore eu d'impact visible sur l'équilibre entre la composition chimique de l'eau et l'aquifère.

A l'échelle du champ captant d'Idini où nous disposons plus de données, les concentrations en ions majeurs ne semblent pas présenter des modifications sensibles au cours de 20 dernières années. Ceci est cohérent avec la stabilité observée dans le suivi plus fréquent de la minéralisation.

Dans les quatre autres puits de cette comparaison, une augmentation de la concentration en nitrates a été remarquée. Cette augmentation est similaire aux valeurs mesurées actuellement dans les zones les plus proches du fleuve et du lac de R'kiz. Dans le rapport de SASIF (1978), plus de 90 % des forages (assez bien répartis

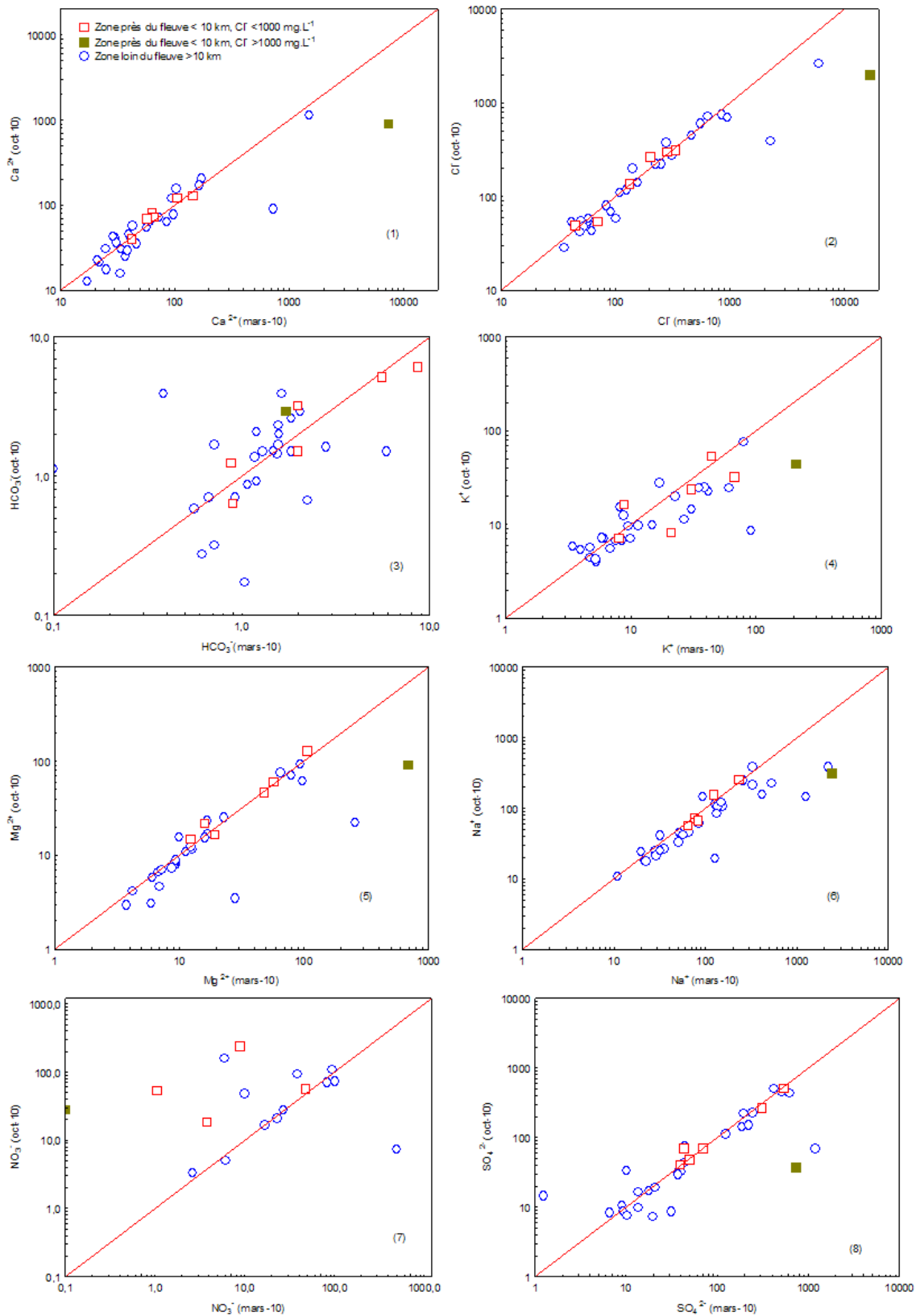


Fig. III.21 Evolution saisonnière (mars 2010 et octobre 2010) des ions majeurs, (1) Ca²⁺, (2) Cl⁻, (3) HCO₃⁻, (4) K⁺, (5) Mg²⁺, (6) Na⁺, (7) NO₃⁻, (8) SO₄²⁻. La légende des figures est celle de la graphique du Ca²⁺

dans la zone d'étude) ne contenaient pas des nitrates alors qu'on en trouve presque partout actuellement. On peut avancer l'hypothèse d'une pollution agricole dans la vallée du fleuve, qui serait ensuite transférée vers le nord par l'écoulement naturel des eaux souterraines du sud vers le nord (*cf. Fig. II.12 ; Chapitre 2*). Il n'y a pas d'autres modifications significatives de la minéralisation à l'échelle de la nappe. Toutefois, vu le nombre très réduit des points utilisés dans cette première comparaison, une ré-analyse systématique de tous les points à mesures récentes et anciennes permettrait probablement de préciser l'évolution à long terme de la nappe.

III.3.4 Caractéristiques isotopiques des eaux souterraines

III.3.4.1 Isotopes stables

Les teneurs isotopiques des eaux souterraines varient dans une large gamme : de -5,64 à +6,95 ‰ pour ^{18}O et de -40,2 à +18,3 ‰ pour ^2H . Les teneurs isotopiques ce sont du même ordre de grandeur que celles obtenues dans le champ captant d'Idini dans le nord de la nappe par Seméga (1995), soit de -5,94 à -4,61 ‰ en ^{18}O et de -40,1 à -37,6 ‰ en ^2H avec des médianes de -5,23 ‰ et -38,7 ‰ respectivement. Au sud, dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal, les teneurs isotopiques obtenues sont aussi du même grandeur que celles obtenues par Diagana (1994) qui variaient de -6,27 à 1,98 ‰ en ^{18}O et de -41 à 2,8 ‰ en ^2H avec des médianes de -5,09 ‰ et -35,2 ‰ respectivement.

III.3.4.1.1 Relation entre la profondeur et les teneurs isotopiques

En regardant les teneurs isotopiques en fonction de la profondeur de la nappe, deux groupes apparaissent (Fig. III.22):

- Profondeur <15 m : les eaux de cette tranche, les plus riches en isotopes stables se situent majoritairement près du fleuve. Cet enrichissement isotopique peut provenir, soit de l'infiltration de l'eau de surface du fleuve Sénégal, du lac de R'kiz et du défluent qui l'alimente (avec évaporation avant l'infiltration), soit d'une évaporation durant l'infiltration dans la zone non saturée. Onugba (1990) remarque que dans les systèmes aquifères de la Haute Bénoué (Nigéria), la profondeur moyenne jusqu'à laquelle l'évaporation peut exercer son influence est de 8 à 10 m. Les études isotopiques faites au Mali par Aranyossy et al, (1989) ainsi qu'au Nigéria par Edmunds et al. (2002) indiquent que l'enrichissement isotopique est important jusqu'à 10 ou 12 m de profondeur et qu'il peut affecter certains échantillons jusqu'à 18 ou 20 m de profondeur ;
- Profondeur >15 m : au delà de cette profondeur, les eaux sont plus appauvries en isotopes stables et ne présentent plus de relation entre la profondeur et la teneur isotopique.

Site	Ca ⁺²			Mg ⁺²			Na ⁺			K ⁺			Cl ⁻			HCO ₃ ⁻			SO ₄ ²⁻			NO ₃ ⁻					
IDINI	1986	1993	2006	1986	1993	2006	1986	1993	2006	1986	1993	2006	1986	1993	2006	1986	1993	2006	1986	1993	2006	1986	1993	2006	1986	1993	2006
F1	25,60	24,80	24,60	14,40	10,08	10,08	63,25	66,47	66,47	16,77	8,97	10,14	72,80	73,50	81,90	79,30	64,66	73,20	88,32	105,12	110,88	n.d	n.d	0			
F2	27,20	27,80	24,00	12,48	10,20	10,08	70,84	68,31	68,31	12,48	9,36	11,31	82,60	79,80	81,90	73,20	58,56	63,44	92,16	110,40	114,24	n.d	n.d	0,06			
F3	28,80	25,60	25,60	11,52	10,08	10,08	65,55	64,86	64,86	11,31	8,97	9,75	81,20	75,25	78,75	103,70	96,38	91,50	59,52	77,28	84,96	n.d	n.d	0,00			
F4	32,00	33,00	33,00	15,36	13,08	12,96	73,60	72,22	72,22	12,09	9,36	10,53	99,40	94,85	100,80	103,70	83,57	94,55	88,32	103,20	109,44	n.d	n.d	0,06			
F5	96,00	80,00	80,20	31,20	27,48	27,48	161,00	134,32	134,32	25,35	14,43	15,99	234,50	197,40	227,50	82,35	67,71	71,98	307,20	270,24	296,16	n.d	n.d	0,31			
F6	83,20	64,20	64,20	26,88	25,32	25,32	138,00	131,33	131,33	20,28	14,82	15,60	168,00	194,25	204,75	122,00	70,76	78,08	282,24	227,52	241,44	n.d	n.d	0,19			
F7	76,80	66,40	66,40	25,92	22,08	21,96	93,15	96,14	95,91	16,38	12,09	14,04	155,40	164,15	164,50	97,60	51,85	57,34	172,80	204,96	215,52	n.d	n.d	0,25			
F8	86,40	85,80	85,80	25,92	29,16	29,16	118,45	124,66	124,43	18,33	14,43	15,60	187,60	202,65	210,00	73,20	58,56	67,10	205,44	261,60	281,28	n.d	n.d	0,06			
F9	60,00	58,60	54,40	22,56	17,76	17,64	92,69	99,59	99,36	14,43	10,92	14,82	172,20	149,45	204,75	73,20	66,49	70,15	136,32	159,84	255,36	n.d	n.d	0,25			
F11	44,80	67,60	67,60	15,36	22,80	22,80	85,10	130,64	139,15	14,04	14,43	15,60	151,20	262,15	280,00	82,35	63,44	68,32	76,80	146,40	165,12	n.d	n.d	0,37			
F12	32,00	31,60	31,60	12,96	12,12	12,12	73,60	78,20	79,35	20,28	9,36	10,92	100,80	95,55	99,40	79,30	67,10	68,93	90,24	114,72	124,80	n.d	n.d	0,50			
F13	32,00	36,40	36,20	14,88	14,40	14,40	72,45	79,12	86,25	13,26	9,75	10,92	86,80	93,80	102,55	76,25	64,05	66,49	113,28	147,84	157,44	n.d	n.d	0,12			
F16	22,40	22,80	22,60	9,60	6,84	6,72	65,55	65,55	68,08	16,77	8,19	9,36	74,20	63,35	67,90	82,35	73,20	75,64	69,12	66,72	101,28	n.d	n.d	0,00			
F17	19,20	21,00	20,80	9,60	7,68	7,68	50,60	54,05	56,35	10,53	7,41	8,97	60,20	63,00	64,75	76,25	67,10	70,76	38,40	60,96	64,80	n.d	n.d	0,12			
F18	11,20	15,60	15,60	9,12	5,16	5,16	31,05	33,58	35,88	9,75	7,80	8,97	39,20	37,45	39,55	70,15	62,22	67,10	21,12	33,12	41,76			0,43			
Autres sites																											
	1993		2010	1993		2010	1993		2010	1993		2010	1993		2010	1993		2010	1993		2010	1993		2010			
H. terka	368,00		479,40	141,60		228,96	280,60		317,60	19,89		38,38	1405,80		1631,00	75,64		132,98	86,40		105,52	13,02		33,44			
H. terka	56,00		43,00	21,36		16,76	123,51		147,73	10,14		8,29	271,57		278,13	48,80		37,82	89,28		44,11	4,30		5,58			
Bareina	1958	1977	2010	1958	1977	2010	1958	1977	2010	1958	1977	2010	1958	1977	2010	1958	1977	2010	1958	1977	2010	1958	1977	2010			
	30,00	23,60	21,25	2,00	6,30	4,62	15,00	24,20	23,67	3,70	3,80	5,64	37,00	47,51	53,79	19,00	70,20	35,38	13,60	10,60	7,15	20,00	15,00	48,34			

F: forage ; n.d: non déterminé

Tableau III.5 Comparaisons ponctuelles des ions majeurs sur le long terme (concentrations en mg.L⁻¹)

III.3.4.1.2 Répartition spatiale de teneurs isotopiques

La répartition spatiale des teneurs en oxygène-18 (Fig. III.23) à l'échelle de la nappe montre une forte hétérogénéité des variations isotopiques. Ceci rappelle la variabilité spatiale de la pluie déjà évoquée (*cf. chapitre III.2.1.2*) et corrobore bien les caractéristiques hydrodynamiques (*cf. chapitre I.2.4*) qui montrent des vitesses latérales d'écoulement faibles, ne permettant pas une bonne homogénéisation des eaux dans l'aquifère. Plusieurs explications sont émises sur la présence des zones à teneurs isotopiques différentes :

- La zone près du fleuve et du lac de R'kiz où les teneurs isotopiques élevées peuvent être expliquées par une reprise évaporatoire directe durant le séjour des eaux en surface et/ou dans la zone non saturée. En effet, la profondeur faible de la nappe dans cette zone (inférieure à 15 m) permet une évaporation plus importante (Fig. III.22). Dans cette zone, on peut aussi rencontrer des eaux appauvries en isotopes (-4 ‰) dans des puits implantés dans des dunes. Ces eaux peuvent être liées à un mélange avec les précipitations généralement appauvries ;
- En dehors de la zone proche du fleuve, les teneurs isotopiques sont plus appauvries généralement entre -4 et -5 ‰ en oxygène-18. Mais, là aussi, on peut rencontrer des eaux moins appauvries (-3 ‰). La position des ces teneurs peu élevées dans des puits très profonds (> 60 m) peut être attribuée à une contribution locale dans la recharge par des pluies plus enrichies.

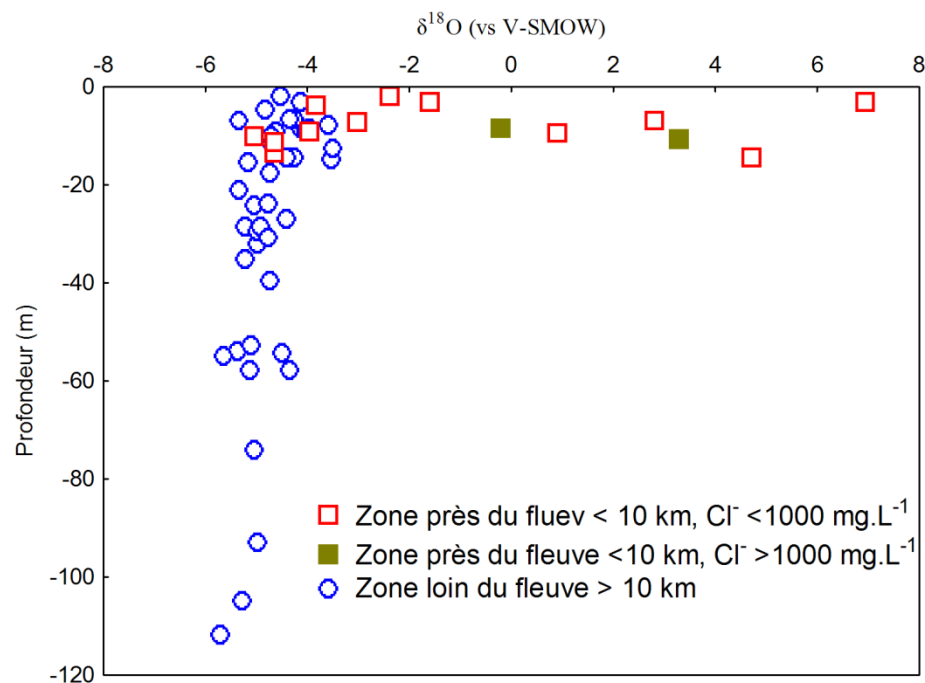


Fig. III.22 Evolution des teneurs isotopiques en fonction de la profondeur de la nappe

Pour caractériser le(s) processus de recharge, les teneurs de la nappe phréatique ont été comparées aux teneurs des précipitations, représentées par le Droite Météorique Mondiale, à la teneur moyenne pondérée locale et aux teneurs moyennes de fleuve Sénégal dans un diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. III.24). La DMM est considérée comme représentative des précipitations locales car elle est assez proche de la droite des précipitations obtenue à Bamako, le site le plus proche ayant une chronique isotopique suffisamment longue des pluies (Gourcy et al., 2000). La composition isotopique de la nappe peut différer de celle des pôles de recharge (pluies et fleuve) par intervention de processus qui interviennent avant la recharge (Gat & Tzur, 1968). En milieu semi-aride l'influence la plus évidente est l'évaporation, souvent mise en évidence dans les nappes soudano-sahéliennes (e.g. Fontes et al., 1991; Njitchoua & Ngounou Ngatcha, 1997). Ce processus intervient dans le cas de cette étude : la majorité des points de la nappe sont plus enrichies et se positionnent sur la même droite que les eaux de pluie et du fleuve avec une équation de $\delta^2\text{H} = 4,84 \times \delta^{18}\text{O} - 12,57$ passant sous le point d'eau de mer (0,0). L'alignement des teneurs isotopiques des eaux souterraines avec celles du fleuve et de la pluie indique que leur origine est principalement assurée par ces deux pôles.

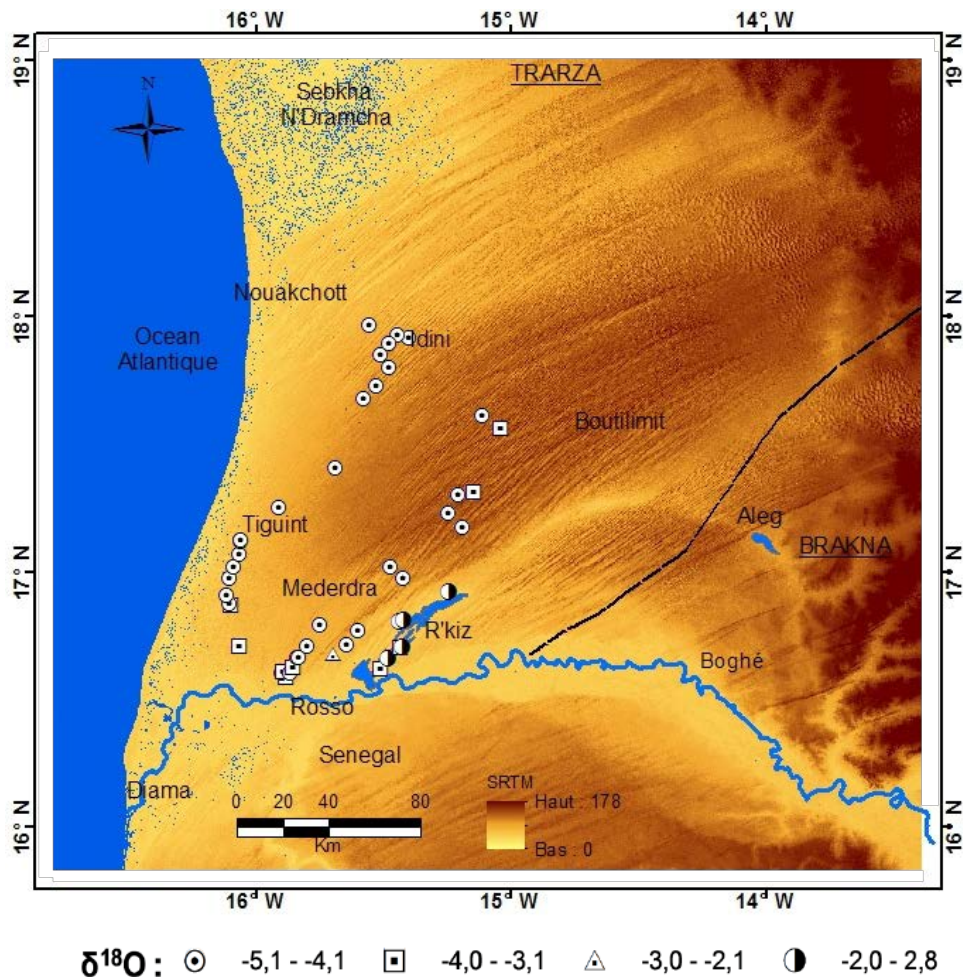


Fig. III.23 Répartition spatiale des teneurs en oxygène-18

III.3.4.1.3 Evolution saisonnière des teneurs isotopiques

Nous disposons de trois dates de mesures de teneurs isotopiques obtenues dans cette étude pour faire de la comparaison. Ces mesures concernent 50 points (puits et forages) et dans des saisons diverses : mars 2010, octobre 2010 et avril 2011 (Annexe III.2).

Les teneurs isotopiques des eaux souterraines ne varient généralement pas saisonnièrement, à part quelques exceptions comme le puits n°36 qui passe de +3,30 à -5,91 ‰ en ^{18}O et le puits n°17 de -3,52 à -7,39 ‰ (Fig. III.25). Cette diminution des teneurs isotopiques en oxygène-18 est accompagnée d'une diminution importante de la minéralisation de 961 à 198 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (n°17) et de 36000 à 4200 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (n°36). Les cotes piézométriques de ces points ont enregistré des hausses de 0,5 m (n°36) et de 0,9 m (n° 17) respectivement. Cette variation en oxygène-18 indique une infiltration rapide locale des pluies très appauvries. Cependant, d'autres puits ont présenté un enrichissement isotopique on oxygène-18. Ce sont généralement les puits les plus près du fleuve et dont l'épaisseur de la ZNS est moins de 10 m. L'évolution saisonnière des teneurs isotopiques des eaux souterraines est aussi influencée par la forte variabilité des teneurs isotopiques de précipitations (c.f. mesures faites à Rosso et à Idini en 2010, variant de -0,49 à -7,99 ‰ en oxygène-18).

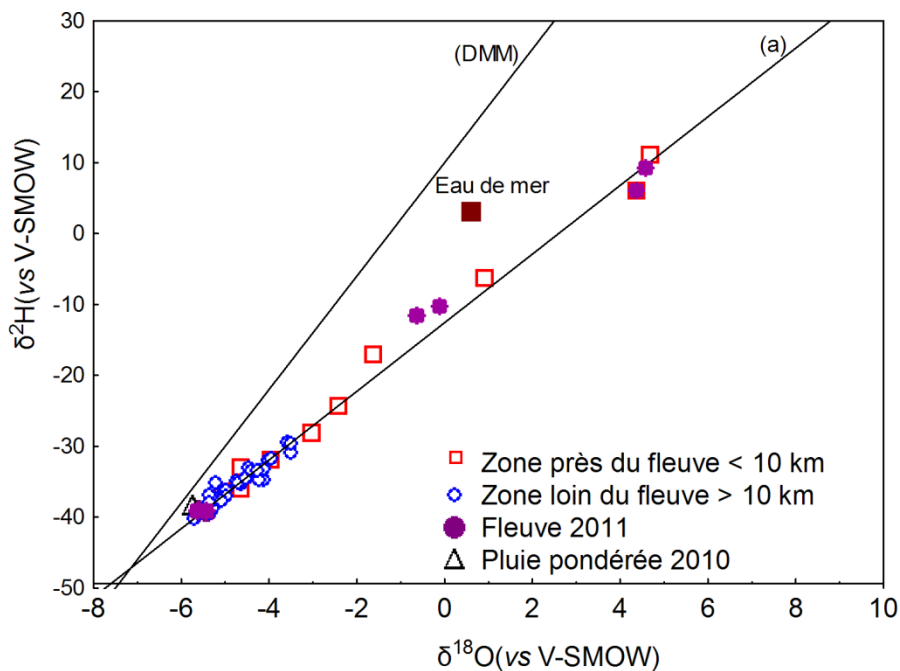


Fig. III.24 Diagramme de $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$. La droite DMM est la droite des eaux météoriques mondiales ($\delta^2\text{H} = 8 \times \delta^{18}\text{O} + 10$; Craig, 1961). (a) : droite d'équation $\delta^2\text{H} = 4,84 \times \delta^{18}\text{O} - 12,57$

III.3.4.2 Les activités en ^{14}C et ^{13}C

Les activités en ^{14}C mesurées sur le carbone inorganique dissous dans les échantillons d'eau de la nappe ne concernent que 9 échantillons et varient de $34 \pm 0,2$ à $100 \pm 0,4$ pCm (pour cent de carbone moderne) avec une médiane de 77 pCm. Ce nombre de mesures est très réduit pour étudier la variation spatiale à l'échelle de la nappe. Cependant, elle montre que des activités élevées existent au sud, près du fleuve, comme au nord à l'intérieur de la nappe (ex. 100 pCm à l'intérieur de la zone d'étude et 85 pCm à 400 m du lac de R'kiz). La réciproque est valable aussi pour des eaux profondes et à faibles profondeurs (ex. 93 pCm pour l'échantillon n°13 où la nappe est à -57 m de profondeur et 89 pCm pour l'échantillon n°5 où la nappe est à seulement 8 m de profondeur). Localement, la nappe peut présenter des variations importantes sur des distances très courtes (moins d'un kilomètre). Les variations peuvent atteindre 25 pCm (n°8 et 11 à Idini avec des profondeurs de 94 et 111 m respectivement ; n° 20 et 21 à Tethrert).

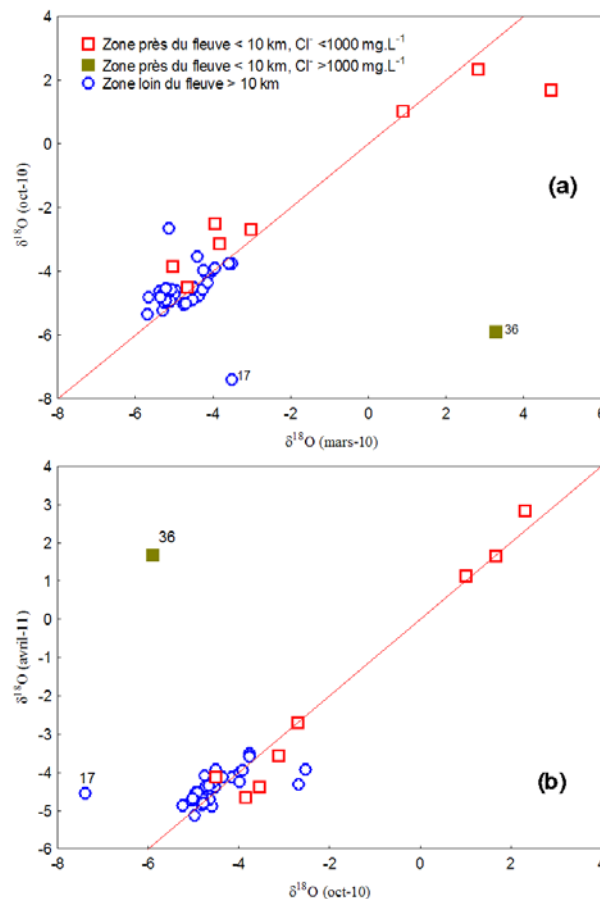


Fig. III.25 Evolution saisonnière des teneurs en oxygène-18 autour d'une droite de pente 1 :1, (a) entre mars-10 et oct-10, (b) entre oct-10 et avril-11

Datation des eaux souterraine par le carbone-14

La nature, sablo-argileuse, des sédiments de l'aquifère du CT ne plaide pas pour l'hypothèse de vieillissement des eaux souterraines par dissolution d'une matrice carbonatée. Les âges radiométriques peuvent être calculés à partir d'une simple loi de décroissance radioactive :

$$A = A_0 e^{-\lambda t}$$

$$t = (\ln A_0/A)/\lambda$$

Avec,

A : activité en carbone-14 mesurée (pCm) ;

A₀ : activité en carbone-14 initiale (pCm) ;

λ: constante de désintégration du carbone-14.

Cette constante est égale à ln2/T, T représentant la période de demi-vie du carbone-14 : 5730 ± 40 ans (Gadwin, 1962), ce qui conduit simplement à :

$$t = (\ln A_0/A)/8266,6$$

Les temps de séjour des eaux analysées vont de l'Actuel et 8800 ans BP (modèle piston-flow). Aucune organisation spatiale n'est en claire, des eaux âgées peuvent se rencontrer aux voisinages des eaux récentes.

III.4 Conclusion

Les données présentées dans ce chapitre montrent que la géochimie de la nappe du Trarza est plus hétérogène dans l'espace et de forts contrastes se rencontrent fréquemment sur de faibles distances, soit de manière relativement organisée (comme dans les gouds), soit de façon plus inattendue.

L'hétérogénéité des paramètres physico-chimiques et isotopiques (¹⁸O et ²H) témoigne de l'influence de plusieurs processus de recharge. La distribution spatiale des activités en ¹⁴C des eaux indique que la recharge actuelle est effective dans la nappe au nord comme au sud.

Les données chimiques et isotopiques des eaux de surface ainsi que des précipitations ont été présentées dans ce chapitre. Les caractéristiques chimiques et isotopiques de pluie et des eaux de surface sont proches des eaux de la nappe.

Ces approches géochimiques et isotopiques complètent et précisent les approches hydrodynamiques présentées dans le chapitre II. Le croisement de ces différentes approches nous permettra de comprendre, dans le chapitre IV, l'état actuel de la dynamique de la nappe.

INTERPRETATIONS GENERALES

Dans les chapitres précédents, les données disponibles ont été décrites et analysées de manière élémentaire. Ce dernier chapitre propose de reprendre ces différents éléments de manière plus intégrée et distanciée, afin de synthétiser ce que les diverses approches hydrodynamiques et géochimiques nous permettent de comprendre sur l'état actuel et la dynamique de la nappe du Trarza.

IV.1 Hydrodynamique de la nappe

IV.1.1 Explication de la stabilité du niveau statique de la nappe

Les chroniques piézométriques anciennes (Elouard, 1959 ; Paloc 1962 ; Service Hydraulique, 1964) et celles de cette étude montrent que le niveau statique de la nappe n'a pas connu de variation régionale significative durant les cinquante dernières années. Même la périphérie du champ captant d'Idini est peu affectée malgré un pompage important depuis 1965 (60 000 m³ par jour en 2010). Deux hypothèses, non exclusives, peuvent être avancées pour expliquer une telle stabilité du niveau statique de la nappe :

- Une immense réserve en eau disponible face à une faible exploitation : si on considère une surface d'aquifère d'environ 40 000 km² avec une épaisseur moyenne aquifère de 20 m et une porosité efficace de 10 % alors le volume de réserve d'eau exploitable de la nappe serait de l'ordre de 80 milliards de m³. Avec un pompage quotidien moyen de 20 000 m³ à Idini, et 6 000 m³ dans le reste de la région (une population moyenne de 250 000 personnes), le volume total prélevé s'élève à 10 Mm³ par an, soit 500 Mm³ sur les 50 dernières années. Sans aucune réalimentation de la nappe, le volume prélevé induirait une baisse de 6 cm du niveau de la nappe en 50 ans, ce qui est imperceptible en regard des autres sources d'erreur. Ce petit calcul simpliste ne donne qu'un ordre de grandeur et confirme qu'il est logique de rencontrer des fluctuations lentes et faibles dans la nappe du Trarza.
- Alimentation continue : Le niveau de la nappe en dessous de celui du fleuve Sénégal amène une recharge latérale par les eaux de surface, fleuve et défluent (cf. chapitre II.3.2). Ce phénomène n'a pas fondamentalement changé dans les dernières décennies, même s'il a été sensiblement modifié par les barrages régulant le fleuve (Elouard, 1959 ; Paloc, 1962 ; Ould El Joud, 1998 ; Ould Jiddou, 2005). Le bilan hydrologique du fleuve est encore imprécis du fait de l'incertitude sur la valeur de la reprise évaporatoire des eaux libres et des terrains alluviaux à nappe sub-affleurante. Il est cependant raisonnable de penser que l'infiltration du fleuve au travers de sa rive nord est du même ordre de grandeur que les pompages actuels dans la nappe du Trarza. De plus, l'infiltration de la pluie, même si elle est très réduite dans un tel contexte climatique, atténue encore l'influence des prélèvements sur la piézométrie.

IV.1.2 Explication de l'allure générale de la piézométrie

Les niveaux piézométriques sont partout en dessous du niveau de la mer et du fleuve Sénégal. L'écoulement se fait du fleuve Sénégal et de l'Océan vers le nord où la nappe se trouve à environ -30 m sous le niveau de la mer. Les mesures hydrogéologiques manquent malheureusement dans les secteurs les plus au nord et à l'est pour tracer précisément l'ensemble des courbes isopièzes et connaître la forme réelle de la

dépression. Nous ignorons si elle est fermée aux pieds des Mauritanides (ce qui semble le plus probable) ou si d'éventuelles failles dans le substratum cristallin permettraient aux écoulements de continuer vers le nord, vers un hypothétique exutoire encore plus déprimé. Les données géologiques détaillées sur la structure des Mauritanides manquent, tout comme les mesures piézométriques. Nous considérons dans la suite que les formations métamorphiques de la chaîne des Mauritanides constituent des limites imperméables dans le nord et l'est.

La forme en creux de la nappe du Trarza semble inchangée depuis les années 1960 ; l'infiltration des précipitations et la recharge par le fleuve Sénégal et ses défluent ne permettent donc pas de combler le creux existant dans le nord de la nappe.

Des hypothèses différentes ont été proposées pour expliquer la mise en place et le maintien des « nappes en creux », qui n'ont peut-être pas toutes la même cause unique. Ce phénomène très original suscitera donc encore bien des questions, les solutions étant sûrement à rechercher dans des approches pluridisciplinaires.

Dans le cas de la nappe du Trarza, plusieurs hypothèses peuvent être éliminées immédiatement comme :

- Une forme piézométrique anthropique créée par l'exploitation de la nappe : cette hypothèse est infirmée dans notre cas comme d'ailleurs dans la plupart des nappes sahéliennes, puisque l'exploitation est infime par rapport aux immenses réserves d'eau existantes. Dans le Trarza, le seul endroit où la nappe est très sollicitée est le champ captant d'Idini où, malgré le pompage de plus de 50 ans, le rabattement à moyenne échelle est inférieur à 1 m.
- Une subsidence active ou un rejet structural récent : ces causes géologiques possibles ont été évoquées dans le bassin du Lac Tchad (Durand, 1995), mais elles ont été écartées ensuite. Dans tous les cas, il faudrait des mouvements structuraux de grande amplitude pour que la piézométrie ne puisse pas se réajuster au rythme de l'évolution géologique. Dans notre région, les formations sédimentaires du bassin sénégal-mauritanien ne montrent pas de perturbations tectoniques fortes depuis le Cénozoïque.

D'autres hypothèses sont plus plausibles pour expliquer la dépression de la nappe du Trarza :

- Variations du niveau marin durant le Quaternaire : Au maximum de la régression ogolienne, le niveau de la mer était 100 m au dessous du niveau actuel (Hébrard, 1978). L'aridification du climat et la mise en place de grands cordons sableux éoliens ont fait que le fleuve Sénégal a cessé de rejoindre la mer (Michel, 1973). La nappe aurait alors fortement chuté, par disparition de son alimentation fluviale et par chute de son niveau d'équilibre océanique à l'aval. La phase humide qui suit, vers 10000 ans BP, et la remontée du niveau de la mer au

maximum du Nouakchottien bouleversent à nouveau complètement le système hydrologique, en surface et en souterrain. Dieng (1987) avait évoqué cette hypothèse pour la dépression piézométrique du Ferlo au Sénégal grâce à un possible réajustement très lent de la piézométrie face aux variations eustatiques bien plus rapides. Les zones éloignées à la fois du fleuve Sénégal et de la côte atlantique seraient celles où les réajustements se feraient sentir le moins ou le plus tardivement, ce qui expliquerait leur état encore déprimé. Cependant, l'absence d'un gradient clair de la minéralisation depuis l'Océan vers l'intérieur de la nappe dément l'avancée d'un biseau salé ou la recharge actuelle de la nappe par les eaux marines. Les caractéristiques hydrodynamiques actuelles ne permettent pas non plus d'envisager un tel scénario qui demanderait une vidange de la nappe à plus de 200 km de la côte en 20 000 ans, date de la phase aride ogolienne.

- L'explication la plus générale des dépressions piézométriques sahéliennes a été souvent citée par différents auteurs (pour les plus récents Leduc et al., 1998 ; Leduc et al., 2000 ; Favreau et al., 2002 ; Ngounou Ngatcha et al., 2007). Ces auteurs s'appuient sur le schéma proposé par Archambault (1950) : température annuelle élevée et siccité extrême de l'atmosphère induisent une forte évapotranspiration, qui peut créer des nappes libres déprimées pour autant que les perméabilités et les flux horizontaux et verticaux soient faibles (Fig. IV.1). La reprise évapotranspiratoire a été modélisée avec vraisemblance dans diverses zones sahéliennes (e.g. Aranyossy & Ndiaye, 1993 ; Leduc et al., 1998 ; Gaultier, 2004). Sur notre région, du fait des profondeurs souvent importantes de la nappe sous le sol (en moyenne de 30 à 40 m), la reprise évapotranspiratoire à partir de la nappe ne peut qu'être réduite et implique de très faibles flux, aussi bien verticaux que latéraux (de l'ordre du mm.an⁻¹). L'analyse des relations oxygène-18/deutérium montre que les effets d'enrichissement par évaporation lors de la recharge de la nappe sont plus marqués dans les eaux dont la profondeur des niveaux piézométriques ne dépasse pas les 10 m par rapport à la surface du sol. Ces données correspondent bien au schéma conceptuel de la reprise évapotranspiratoire défini par Aranyossy et Ndiaye (1993).

En parallèle au simple flux évaporatoire, la transpiration est une possibilité supplémentaire d'exfiltration à partir de la nappe. En milieu semi-aride, de nombreuses études font état d'espèces arborées aux racines profondes pouvant extraire l'eau de la nappe à plusieurs dizaines de mètres sous la surface du sol (e.g. Acacia 60 m, Prosopis 53 m, d'après Favreau, 2000). Les études menées en milieu semi-aride montrent que la sollicitation des eaux de la nappe est fonction de l'espèce, de la disponibilité en eau dans le sol, et surtout de la

profondeur de la zone saturée (e.g. Brunel et al., 1995 ; Ogle & Reynolds, 2004 ; Otieno et al., 2005). Au Pakistan, Khanzada et al. (1998) estimaient que la transpiration peut dépasser les 1000 mm.an⁻¹ sur un site d'Acacia nilotica et Prosopis allida à forte densité et pour une profondeur de nappe de 1,5 à 3 m sous le sol. Au Sénégal, l'évapotranspiration d'Acacia tortilis est de 180 mm.an⁻¹ pour des profondeurs de nappe allant jusqu'à 6 m (Do et al., 1998). La littérature internationale est quasiment muette sur ce sujet lorsque la nappe est à moyenne ou forte profondeur.

Dans notre région, la couverture végétale actuelle est très réduite, sauf près du fleuve et du lac de R'kiz. Cette couverture aurait été plus dense avant les années de sécheresse et dominée par des beaux peuplements de gommiers décrits par les plus vieux habitants. Actuellement, les arbustes le plus répandus sont l'Acacia raddiana, le Prosopis et de moindre part l'Acacia aegyptica. Auprès du fleuve et du lac de R'kiz, les arbres puisent facilement de l'eau dans la nappe puisque la profondeur de celle-ci est inférieure à 15 m. En dehors de cette zone, les prélèvements par la végétation seront plus faibles mais leur impact hydrodynamique n'est pas pour autant à négliger.



Fig. IV.1 Schéma conceptuel expliquant le déficit infiltration-évaporation et la formation de dépressions piézométriques (Aranyossy & Ndiaye, 1993)

L'état piézométrique actuel, apparemment stable, pourrait aussi être un régime transitoire avec une évolution très lente. Les résultats isotopiques du carbone-14 ne semblent pas correspondre à un remplissage progressif de la nappe par les eaux du fleuve Sénégal. Mais là encore, le schéma peut être perturbé par des infiltrations directes des précipitations locales.

Si on considère, une transmissivité moyenne de 10⁻³ m².s⁻¹ et un gradient hydraulique actuel moyen de 1 ‰, la loi de Darcy indique une vitesse moyenne d'écoulement faible de l'ordre de 5 m par an. L'eau rencontrée à 100 km du fleuve mettrait donc environ 20 000 ans pour cheminer. On aurait alors une nappe quasiment fossile, ce qui est en contradiction avec les diverses informations isotopiques (âges ¹⁴C, rapport ¹⁸O/²H en accord avec celui des précipitations actuelles). Il faut donc imaginer soit des vitesses de circulation horizontale plus fortes, soit une recharge complémentaire par infiltration de la pluie qui rajeunit les eaux migrant depuis le fleuve Sénégal, les

deux hypothèses ne s'excluant pas. Or ces deux possibilités sont peu favorables à la création ou au maintien du creux piézométrique du Trarza. Il est donc important de compléter les observations de terrain actuellement disponibles (piézométrie et géochimie) et de tester les différentes hypothèses plausibles par modélisation à bases physiques des écoulements souterrains sur les derniers milliers d'années.

IV. 2 Processus et origine de la minéralisation

La minéralisation est spatialement très variable à la fois à grande échelle (la nappe) et à petite échelle (les gouds). A l'échelle de toute la nappe, aucun gradient de minéralisation n'apparaît en lien avec le sens d'écoulement de la nappe défini par la carte piézométrique (*cf. chapitre II.3.1.2*). Cette contradiction avec le schéma habituel d'une minéralisation croissante selon la direction de l'écoulement peut trouver son explication dans le fait que les flux horizontaux régionaux sont largement perturbés par des flux verticaux locaux dus à l'infiltration directe de la pluie.

L'origine de la minéralisation est, au moins en partie et souvent de manière prépondérante, contrôlée par la lithologie et/ou les minéraux les plus solubles ou altérables de l'aquifère. Les descriptions lithologiques des réservoirs du CT montrent une matrice généralement siliceuse composée en grande partie par des sables et des argiles. Dans un tel contexte géologique, l'origine de la minéralisation de la nappe phréatique est peu susceptible d'être liée à la lithologie.

La corrélation entre les concentrations des éléments chimiques avec la minéralisation totale montre que, pour la majeure partie des points d'eau, la variabilité de la minéralisation totale est due principalement aux chlorures avec un coefficient de corrélation de 0,97 (Fig. IV.2).

IV.2.1 Hypothèse d'une dissolution de sels chlorurés

IV.2.1.1 Relation Cl^-/Na^+

Les éléments les plus importants des eaux de la nappe sont les chlorures et le sodium. Comme souvent observé dans les eaux naturelles, les deux éléments sont très bien corrélés et possède donc une origine commune. Toutefois, le graphique Na^+ en fonction de Cl^- montre que la grande majorité des eaux de la nappe a des rapports Na^+/Cl^- autour de deux droites (Fig. IV.3). La droite de pente 1 dans un diagramme où les concentrations sont en meq.L^{-1} , traduisant la dissolution de la halite, et une droite de plus faible pente (0,86), représentative du rapport Na^+/Cl^- de l'eau de mer (Fig. IV.3). Dans ces deux cas, Cl^- et Na^+ ont une origine commune, qui est soit la dissolution de sel, soit le mélange avec l'eau de mer (solution marine). Les deux droites sont très proches et il est très difficile de distinguer les échantillons influencés par le processus de mélange de ceux influencés par la dissolution du sel.

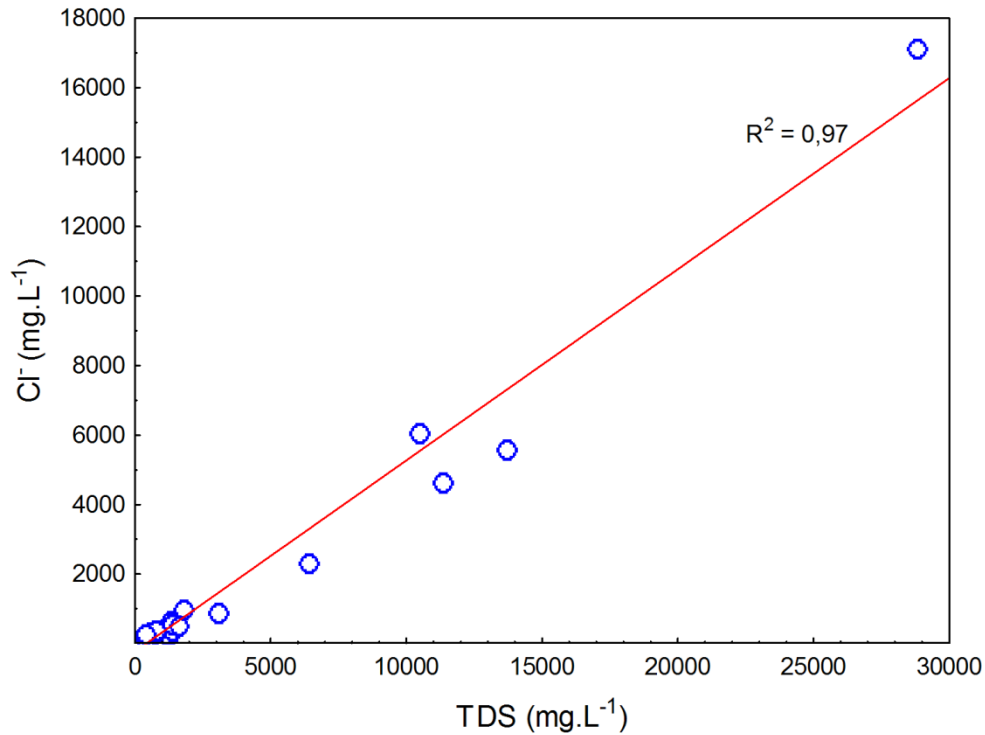


Fig. IV.2 Diagramme TDS versus Cl⁻

Les concentrations en potassium influencent très peu l'organisation des points dans le graphique Na⁺ en fonction du Cl⁻ (Fig. IV.4). L'origine commune des chlorures et sodium reste confirmée. Le rapport Na⁺/Cl⁻ ne permet pas de choisir l'une de ces deux hypothèses : dissolution de halite ou mélange avec l'eau de mer. Nous devons donc chercher un autre outil comme le rapport Br⁻/Cl⁻ (Edmunds, 1996).

IV.2.1.2 Relation Br⁻/Cl⁻

Les ions Cl⁻ et Br⁻, deux halogénures, sont reconnus comme les éléments les mieux conservés dans les eaux souterraines car leurs teneurs ne sont ni influencées par les processus redox, ni contrôlées par la précipitation de minéraux secondaires dans les systèmes peu minéralisés comme c'est le cas pour la nappe du Trarza (Edmunds, 1996).

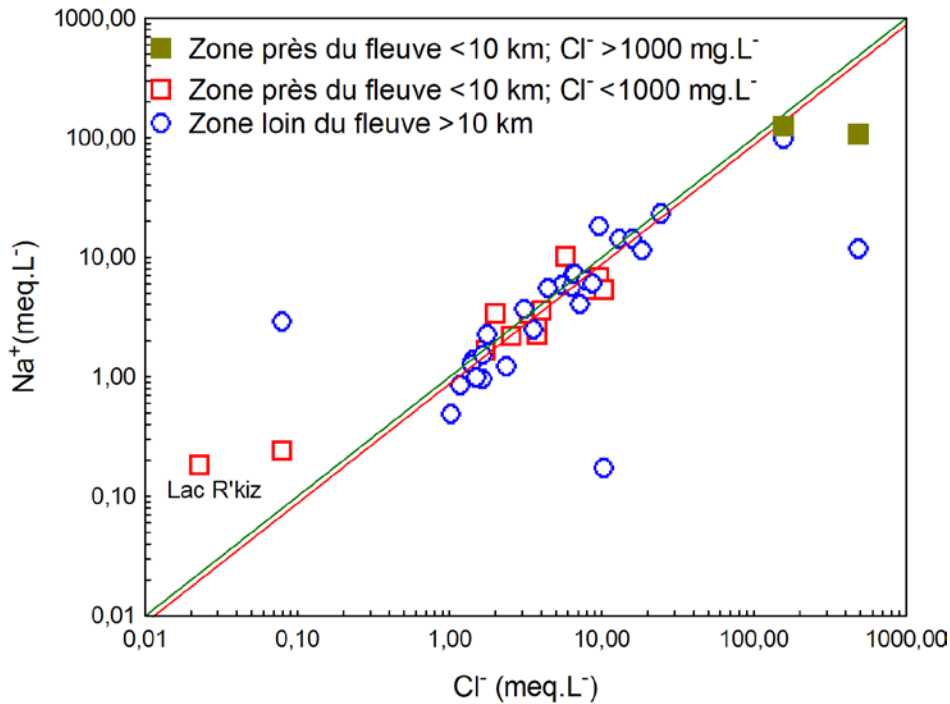


Fig. IV.3 Corrélation entre les teneurs en sodium et en chlorures des eaux de la nappe (échelles logarithmiques), avec en vert la pente 1 :1 représentant la dissolution de NaCl et en rouge, la droite de dissolution de l'eau de mer

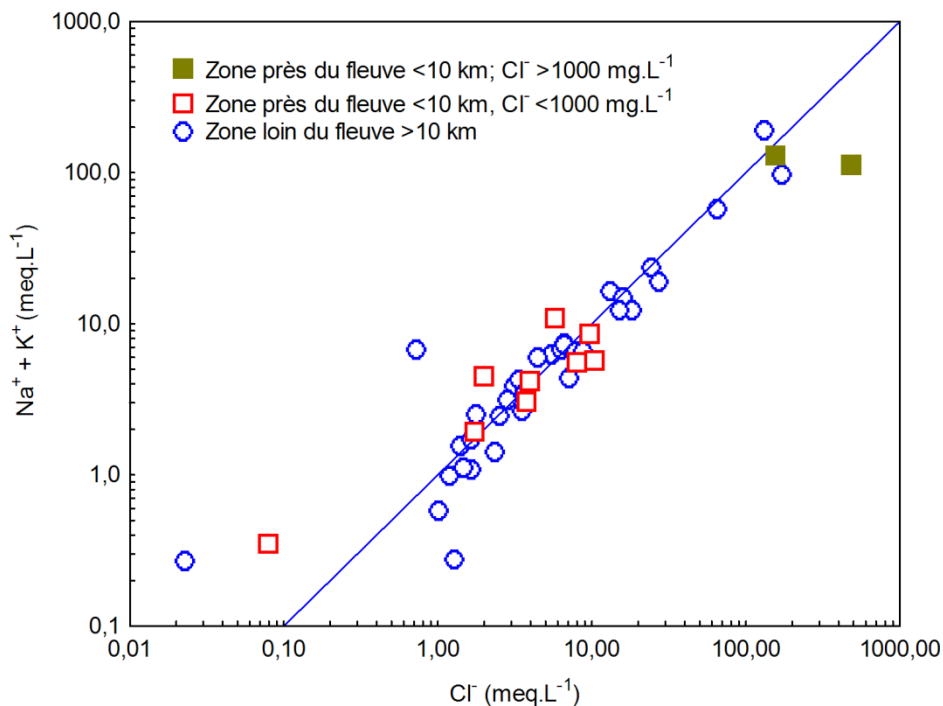


Fig. IV.4 Corrélation entre les teneurs en (sodium + potassium) et en chlorures (échelles logarithmiques) des eaux de la nappe

Dans le diagramme Br^- en fonction de Cl^- (Fig. IV.5), la plupart des points s'alignent sur la droite de dilution de l'eau de la mer, qui correspond à un rapport massique Br^-/Cl^- de 0,0034. Ceci tend à supposer une influence marine significative sans exclure pour autant la possibilité d'une participation de chlorures issus de la dissolution de

halite puisque certains points se situent entre les deux droites plus près de la droite de dissolution d'halite. Cette possibilité doit être nuancée car dans le graphique de corrélation entre chlorure et oxygène-18 (Fig. IV.6), l'ensemble des échantillons se trouve au dessous de la droite de mélange eau de mer et eau du fleuve Sénégal tendant à montrer un rôle significatif de l'évaporation, compris sur les eaux présentant clairement une part distinctive d'eau de mer comme les échantillons n°5 et n°36.

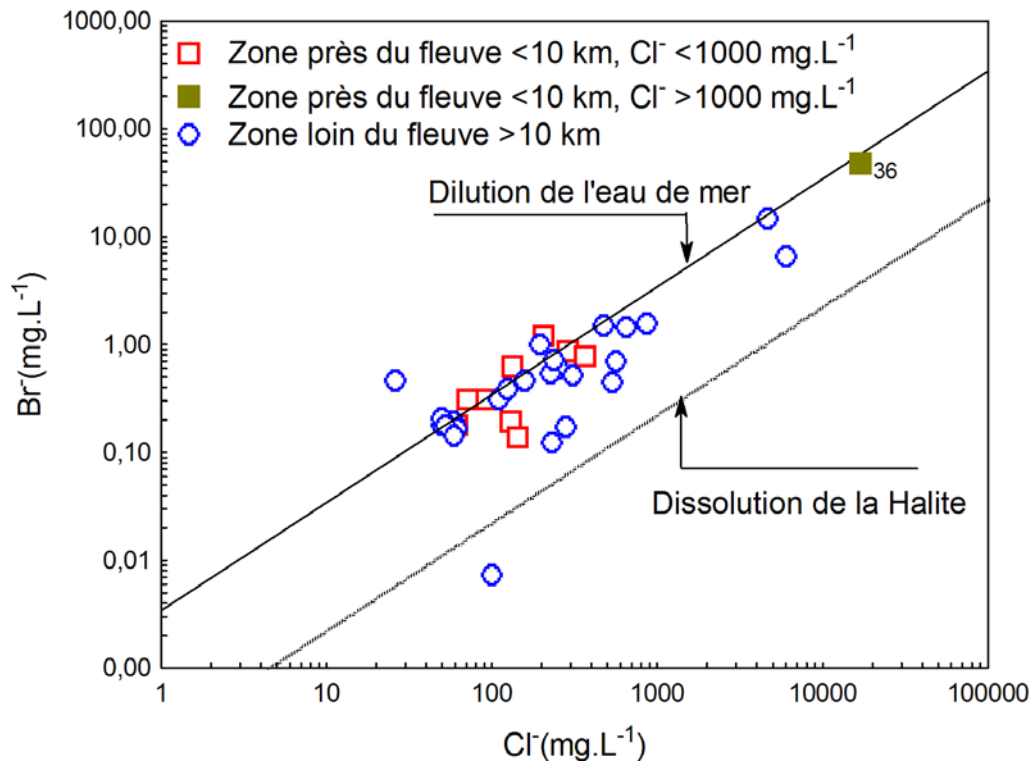


Fig. IV.5 Diagramme de Cl^- versus Br^- (échelle logarithmique)

IV.2.2 Hypothèse d'un mélange d'eau douce et de solution marine

La contribution marine dans le bassin sénégalo-mauritanien a été longtemps citée par les travaux faites dans la vallée du fleuve Sénégal et attribuée aux grands mouvements marins connus dans la région aux cours des périodes anciennes (Illy, 1973 ; Diagana, 1994 ; Mohamed, 2004 ; Diaw et al., 2012).

D'après les rapports ioniques Na^+/Cl^- et surtout Br^-/Cl^- , les fortes valeurs de minéralisation des eaux de la nappe seraient liées à un mélange avec une solution marine.

L'intrusion d'eau de mer date certainement du Quaternaire. En effet, la région a connu plusieurs transgressions marines durant le Quaternaire récent. L'effet d'intrusion d'eau de mer s'est fait ressentir à plus de 120 km du rivage actuel au nord

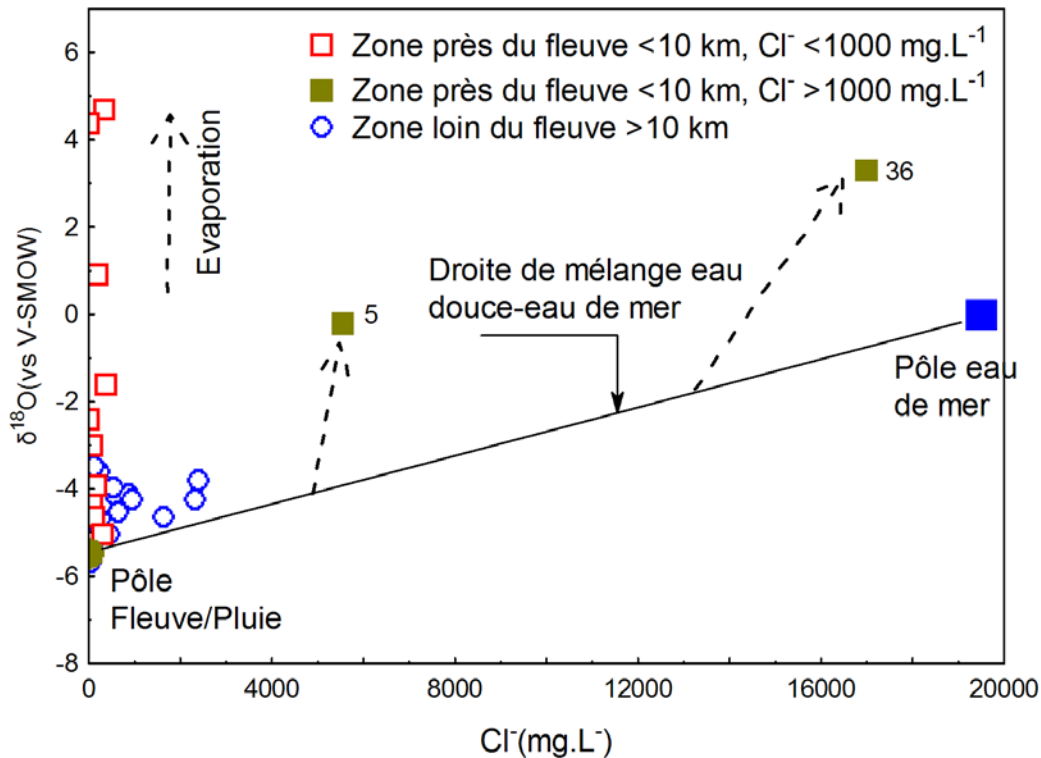


Fig. IV.6 Diagramme Cl⁻ versus δ¹⁸O. Les flèches (pointillées) d'évaporation ont été calculés selon la méthode de Kakiuchi et Matsuo (1979). Les pentes des droites d'évaporation en pointillés sont des pentes calculées à partir de différents points initiaux

de Nouakchott et à 60 km à l'est durant le maximum de l'Inchirien vers 33 000 ans BP (Chevalier & Hébrard, 1972 ; Elouard, 1975). Plus récemment et grâce à l'ancien golfe du fleuve Sénégal, les eaux océaniques ont encore pénétré, pendant le maximum de la transgression nouakchottienne vers 5 500 ans BP, profondément le continent jusqu'au 250 km de l'actuelle embouchure et jusqu'à 45 km à l'est de Nouakchott (Fig. IV.7). Cette schématisation du niveau marin lors des dernières transgressions marines a été faite avec ArcMap-10 en faisant remonter le niveau marin de 10 m (maximum de l'Inchirien) et 2,5 m (maximum du Nouakchottien) par rapport à la topographie actuelle. L'intrusion marine peut être envisagée au-delà de ces distances citées ci-dessus. En effet, Elouard (1959) a tracé la limite près de Boutilimit, situation impossible à considérer aujourd'hui avec notre simulation mais l'altitude ancienne de certaines zones peut avoir été plus basse que l'estimation actuelle par le MNT issu des données SRTM. Ainsi, les carottes réalisées par Miskovsky et al. (1991) sont datées de 5000 à 7800 ans BP à 2 m sous la surface actuelle. Ceci indique à quel degré la topographie actuelle peut différer de celle d'il y a 33 000 ans BP (maximum de l'Inchirien) et que les limites des transgressions marines peuvent être cherchées plus loin à l'intérieur du continent. En effet, des dépôts coquilliers cimentés sont encore observés en surface dans les fonds de certains goufs à l'ouest du lac de R'Kiz. Lors de la régression, l'eau de mer ainsi que du sel marin précipité ont pu être piégés dans les zones particulièrement argileuses.

La carte des teneurs en chlorures et le rapport Br^-/Cl^- illustre cette superposition des teneurs élevées en chlorures et d'un rapport Br^-/Cl^- important dans la zone envahie par la mer durant le Quaternaire récent.

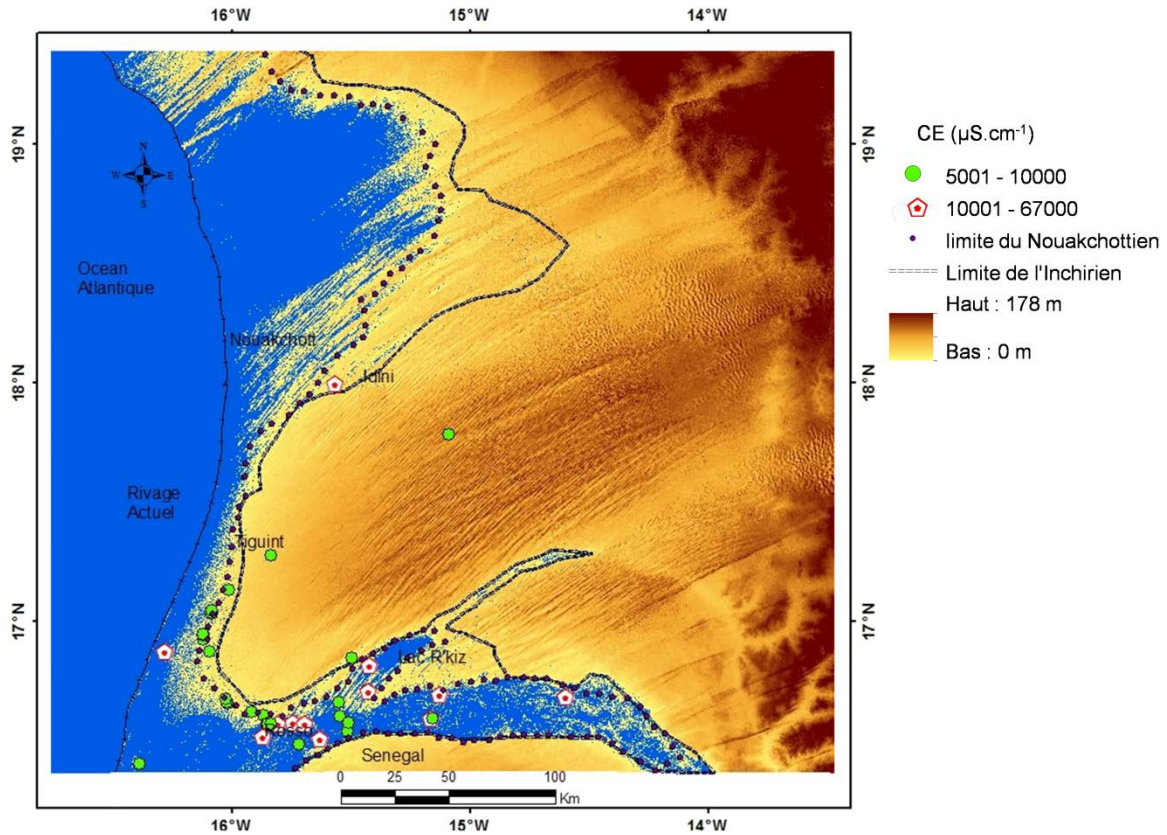


Fig. IV.7 Intrusions marines lors du maximum des transgressions inchirienne et nouakchottienne (33 000 ans et 5 500 ans BP, respectivement). Les valeurs de conductivités électriques (CE), fortement corrélées aux teneurs en Cl, peuvent être utilisées pour représenter les teneurs en chlorures dans la nappe

IV.2.3 Hypothèse d'une concentration des eaux par évaporation

Dans le contexte climatique sahélien, l'effet de l'évaporation sur les eaux souterraines et/ou les eaux de recharge est à considérer (e.g. Desconnets et al., 1997 ; Leduc & Taupin, 1997). A l'échelle locale, la minéralisation croissante de la périphérie vers le centre du goud est un schéma classique dans de tels environnements (Jahiel, 1992 ; Montoroi, 1997). Si l'on admet une relative homogénéité des eaux de recharge, l'enrichissement secondaire dans l'axe des gouds est à rechercher dans le processus d'évaporation mais plusieurs phénomènes de nature et d'intensités très différentes peuvent se conjuguer :

- des dépôts évaporitiques, dont l'origine lagunaire est montrée par des gastéropodes fossiles, se rencontrent actuellement dans la plupart des gouds. L'eau de pluie peut donc se charger en éléments dissous, avant son infiltration, par dissolution des minéraux et coquilles présents dans le fond des gouds ;

- la concentration saline des eaux de surface par évaporation, comme souvent observé, par exemple en périphérie du Lac Tchad (e.g. Olivry et al., 1996) ou dans les mares temporaires du sud-ouest du Niger (e.g. Desconnets et al., 1997). Ce phénomène est d'autant plus poussé que les sédiments tapissant le fond du goud sont peu perméables ;

- le lessivage au cours de l'infiltration des minéraux accumulés dans la zone non saturée, que leur origine soit primaire (dépôts lagunaires et marins) ou secondaire (minéraux de l'eau de pluie et d'eau de surface entièrement reprise par évaporation avant d'atteindre la nappe) ;

- la reprise depuis la zone saturée, physique (évaporation) et biologique (ponction par les racines de quelques plantes, associées à un couvert végétal très peu développé). Cette reprise est d'autant moins intense que la nappe est profonde : au-delà d'une dizaine de mètres, ce prélèvement est de l'ordre du millimètre par an mais il conserve une grande importance, hydrodynamique (puisque c'est la seule explication admise par de nombreux auteurs pour expliquer les nappes en creux sahéliennes) voire géochimique lorsque les écoulements souterrains sont très lents.

Les trois premiers phénomènes sont étroitement liés à la recharge annuelle et devraient se traduire par un cycle annuel de hausse et baisse locales de la minéralisation de la nappe, comme décrit par Elbaz-Poulichet et al. (2002) dans le sud-ouest du Niger. Dans notre zone d'étude, quelques variations saisonnières de la minéralisation existent mais les observations sont actuellement trop peu nombreuses dans le temps et l'espace pour identifier le processus dominant en cause.

Dans le diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ (cf. chapitre III, Fig. III. 24), la majorité des points témoignent de la reprise évaporatoire des eaux souterraines de la nappe. Les eaux les plus enrichies en isotopes stables sont généralement les plus proches de la surface : près de la vallée du fleuve Sénégal, à proximité du lac de R'kiz et pour les eaux souterraines de moins de 15 m de profondeur. Les eaux de la nappe sont distribuées selon une droite dont l'intersection avec la DMM se situe autour de la valeur -7 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ et -48 ‰ en $\delta^2\text{H}$. La DMM est considérée comme représentative des précipitations locales car elle est assez proche de la droite des précipitations obtenue à Bamako, le site le plus proche ayant une chronique isotopique suffisamment longue des pluies (Gourcy et al., 2000).

L'impact de l'évaporation sur les eaux souterraines est aussi visible dans le diagramme $\delta^{18}\text{O}$ versus Cl^- où la plupart des points d'eau s'inscrivent dans un mélange probable de deux types d'eaux douces (pluie et fleuve) sur lequel un effet évaporatoire s'est superposé (Fig. IV.6). Pour les eaux les plus minéralisées ($\text{Cl}^- > 1000 \text{ mg.L}^{-1}$), un troisième pôle d'eau (solution marine) s'ajoute au mélange d'eaux douces avant la reprise évaporatoire (Fig. IV.6). L'enrichissement en isotopes lourds des eaux de la nappe par rapport aux eaux actuelles (pluie et fleuve) pourrait être ainsi expliqué par évaporation lors de l'infiltration, ce qui indiquerait un temps de séjour prolongé en surface et dans la zone non saturée. L'homogénéisation dans la

composition en isotopes stables autour d'une droite d'évaporation témoignerait de temps de résidence prolongé ou d'une circulation lente.

Avec une transmissivité moyenne de $10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et un gradient hydraulique actuel moyen de 10^{-4} , la vitesse moyenne d'écoulement est très faible (moins de $5 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$). Dans la vallée du fleuve où les terrains sont plus argileux, elle ne dépasserait pas $1 \text{ m} \cdot \text{a}^{-1}$; la nappe qui se rencontre à moins de 15 m de profondeur y serait particulièrement sujette à l'évaporation. Effectivement, les eaux souterraines de faibles profondeurs sont plus enrichies que celles du reste de la nappe (profondeurs jusqu'à 60 m).

A partir de cette hypothèse d'un mélange eau de mer et eau douce, les proportions marines peuvent être calculées pour les eaux les plus concentrées (puits n°5 et n°36) en utilisant les équations de thermodépendance des facteurs de fractionnement vapeur-eau liquide. Un modèle classique d'évaporation (Clark & Friz, 1997) permet de calculer l'évolution isotopique d'une eau en cours d'évaporation en considérant une humidité relative moyenne de l'air et les fractionnements isotopiques à l'équilibre ($\ln\alpha$) entre la vapeur de l'eau (Kakiuchi & Matsuo, 1979 ; annexe IV.1) suivants :

$$\text{Pour } ^{18}\text{O} : \quad \ln\alpha = 5970,2 \text{ T}^{-2} - 32,801 \text{ T}^{-1} + 0,05223$$

$$\text{Pour } ^2\text{H} : \quad \ln\alpha = 2408 \text{ T}^{-2} + 64,55 \text{ T}^{-1} - 0,1687$$

L'application de ce modèle pour les deux puits les plus salés a permis d'estimer les pourcentages d'eau de mer avant l'évaporation. Ils sont l'ordre de 72 % d'eau de mer pour le n°36 et de 25 % pour le puits n°5 (Fig. IV.6 ; Fig. IV.8). Les teneurs en Cl⁻ sont en accord avec ces pourcentages.

Relation entre les chlorures et les ions majeurs

Du point de vue chimique, les concentrations en ions majeurs doivent augmenter dans les mêmes proportions que les concentrations en chlorures lors de l'évaporation.

La vérification de deux hypothèses (dissolution de la halite et l'intrusion marine) a montré le degré de l'influence de l'eau de mer sur la chimie des eaux de la nappe. La signature chimique de l'eau de mer a donc été intégrée dans les diagrammes de relations entre les chlorures et les autres ions majeurs (Fig. IV. 9).

Le rapport $\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$ montre pour la majorité des échantillons une composition homogène mais supérieure au rapport marin. Ceci montre que le processus de la minéralisation des eaux souterraines s'accompagne d'une dissolution des minéraux calciques ou d'un échange cationique avec des argiles calciques. La répartition des points dans le diagramme Ca^{2+} vs Cl^- s'explique aussi par l'évaporation des eaux en plus du

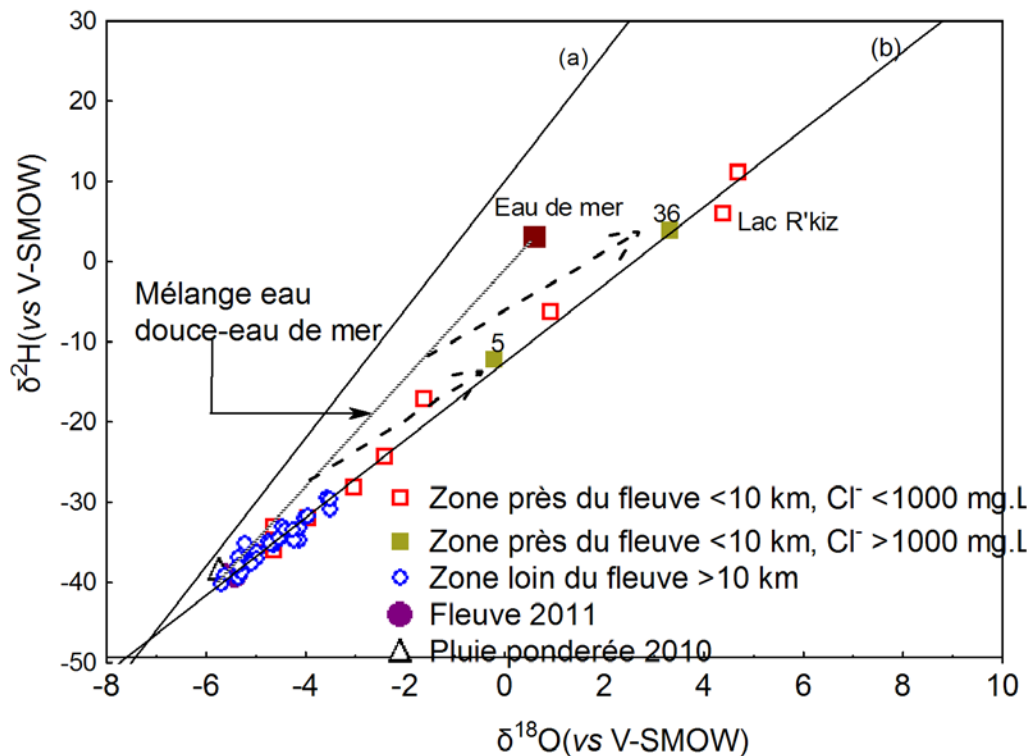


Fig. IV.8 Diagramme $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$. Les flèches en pointillés représentent l'évolution isotopique par évaporation pour deux eaux (5 et 36) issues d'un mélange initial eau douce-eau de mer selon la méthode de Kakiuchi et Matsuo (1979)

mélange eau douce/eau de mer pour les eaux le plus minéralisées. Les minéraux calciques de l'aquifère sont probablement des alumino-silicates calciques comme des plagioclases ou des argiles calciques mais peuvent être aussi de la calcite (calcite des coquilles présentes dans le fond des gouds, calcite secondaire précipitée suite à l'évaporation des eaux lors de l'infiltration). Il faut rappeler ici que les eaux sont en grande partie saturées vis-à-vis de la calcite. Cette saturation contrôle la quantité de Ca^{2+} dans les eaux souterraines. Ainsi, les teneurs en Ca^{2+} sont généralement entre 1,3 et 10 meq.L⁻¹ alors que les concentrations en chlorures augmentent progressivement. Les concentrations en K^+ , Mg^{2+} et SO_4^{2-} ainsi que Na^+ (Fig. IV.3) et Br^- (Fig. IV.5) augmentent conjointement avec la concentration en chlorures, mais avec des proportions variables.

Les eaux les plus minéralisées sont sursaturées vis-à-vis des minéraux évaporitiques (anhydrite et gypse) ($0 < I_s < 1$) et vis-à-vis des minéraux carbonatés comme la calcite et la dolomite ($1 < I_s < 4$). Les concentrations en principaux éléments chimiques sont donc contrôlées par la saturation vis-à-vis de ces minéraux. L'impact de l'évaporation n'est pas donc évident. L'évaporation ne peut être tenue seule responsable de l'origine de la concentration des eaux souterraines de la nappe.

Les proportions plus importantes en Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et en K^+ que l'eau de mer peut être interprétée par trois hypothèses :

- un mélange entre des eaux douces et des solutions marines, qui par la suite se concentre par d'autres processus tels que l'évaporation ou la dissolution de minéraux secondaires. Cette dernière n'a pas pu être mise clairement en évidence car elle se superpose probablement avec d'autres processus d'interactions eaux-minéraux (alumino-silicates calciques, sodiques potassiques ou magnésiens).
- l'échange de cations entre l'eau souterraine et la matrice argileuse. L'indice d'échange de base (i.e.b) au sein de l'aquifère a été calculé par l'équation de (Schoeller, 1963) :

$$\text{i.e.b} = \frac{\text{Cl}-(\text{Na}+\text{K})}{\text{Cl}}$$

50 % des échantillons montre des indices négatifs (excès de Na⁺ et K⁺ vis-à-vis des ions Cl⁻) et 50 % des indices positifs (déficit de Na⁺ et K⁺ vis-à-vis de Cl⁻), soit une solubilisation à la fois de calcium d'une part et de sodium et potassium d'autre part. Les eaux les plus minéralisées présentent des indices positifs, donc une fixation du calcium contre libération de sodium et potassium. Aucun classement géographique n'est en claire, les indices sont positifs comme négatifs au nord et au sud, à faible profondeur et à des profondeurs importantes.

Concernant les ions sulfates, l'enrichissement des eaux en S doit être lié à l'oxydation de sulfures dans l'aquifère ou la dissolution de minéraux sulfatés. Toutefois, en l'absence d'analyse minéralogique du matériau aquifère, il n'est pas possible d'aller plus loin dans la discussion.

Les corrélations entre les ions majeurs et les chlorures montrent donc que la chimie des eaux souterraines de la nappe reflète manifestement un mélange eau douce avec une solution marine, d'échanges ioniques parallèlement à l'évaporation et une dissolution et hydrolyse de minéraux de l'aquifère.

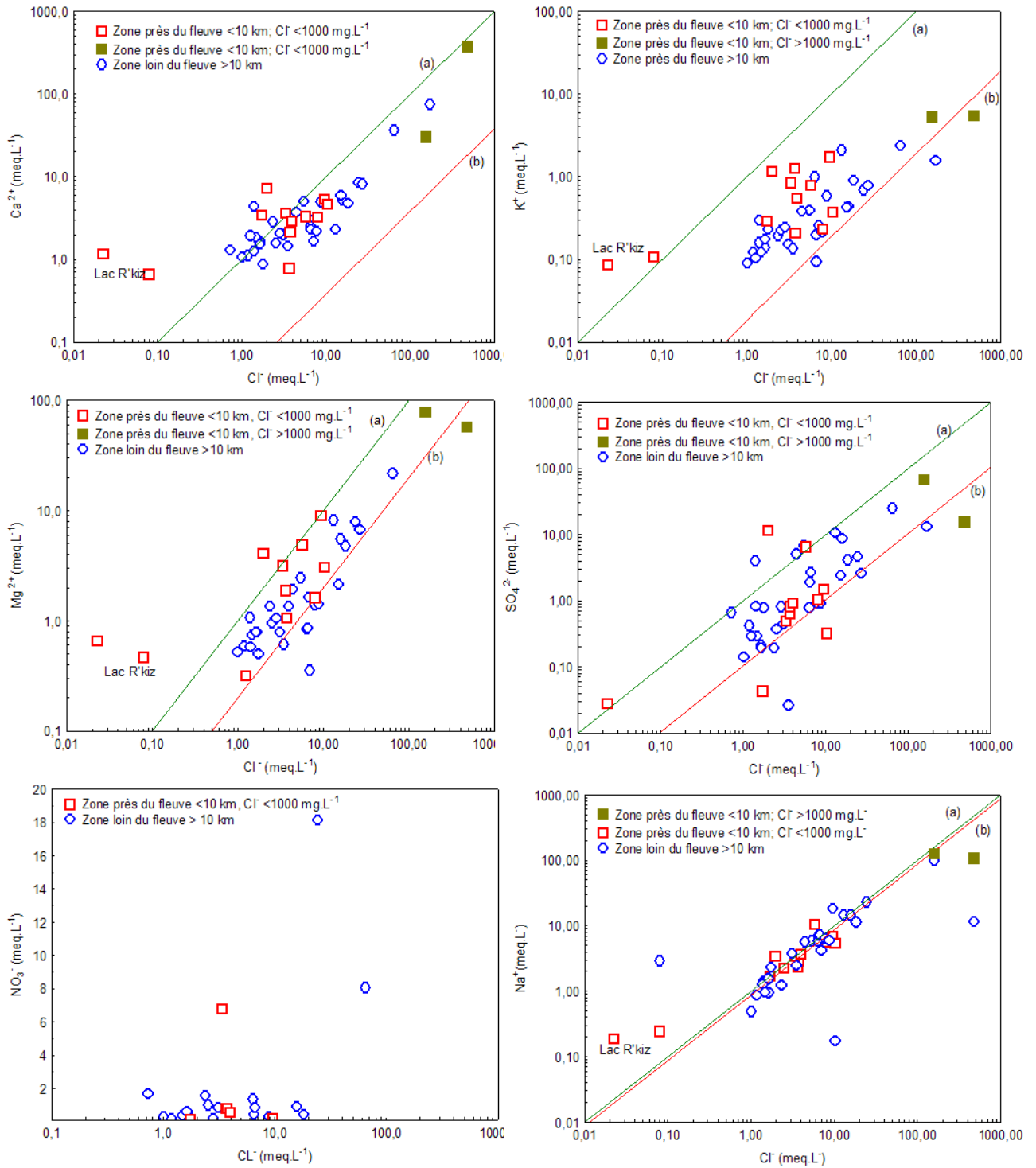


Fig. IV.9 Corrélation entre les concentrations en chlorures et les ions majeurs. (a) droite de pente 1 :1 et (b) droite de dissolution de l'eau de mer

IV.3 Recharge de la nappe

Les mesures anciennes et récentes de la nappe du Trarza montrent que les eaux souterraines sont très hétérogènes spatialement mais qu'elles semblent avoir très peu évoluées sur les cinq dernières décennies. Cette apparente stabilité permet d'intégrer

dans une même synthèse les informations anciennes et récentes, et ainsi compenser la faible densité des données disponibles.

Le croisement de l'ensemble des données hydrodynamiques, géochimiques et isotopiques disponibles révèle un mélange complexe auquel participent trois pôles potentiels : par infiltration latérale des eaux de surface du fleuve Sénégal et des lacs de R'kiz et Aleg, par infiltration des précipitations et par le mélange local avec une solution marine piégée dans les sédiments lors des dernières transgressions.

IV.3.1 Infiltration des eaux de surface

IV.3.1.1 Fleuve Sénégal (*s.l*)

Le fleuve Sénégal et l'Océan Atlantique jouent un rôle majeur dans l'équilibre hydrodynamique actuel et passé de la nappe. En régime naturel, le suivi hydrodynamique de Diagona (1994) dans la moyenne vallée indiquait un flux à double sens : une décharge de la nappe vers le fleuve en saison sèche et une recharge de la nappe en saison des pluies. Depuis la construction du barrage de Diama en 1989 et la régularisation forte du niveau du fleuve, la remontée sensible du niveau du fleuve a induit une recharge par les eaux du fleuve en toutes saisons. Ce phénomène est ressenti à proximité immédiate du fleuve où la nappe a remonté de 0,6 à 1 m (Diaw et al., 2012) mais aussi plus loin. Ainsi, entre Rosso et Mederdra, la piézométrie est remontée de la cote +0,35 m en 1961-1964 à +1,5 m en 2010-2012 et son amplitude annuelle a diminué (de 5 m à 1,5 m).

Cette importance du fleuve dans l'alimentation de la nappe est confirmée par leurs caractéristiques chimiques proches. L'enrichissement isotopique des eaux de la nappe par rapport au fleuve Sénégal, avec un net alignement sur une droite d'évaporation, peut être expliqué par les effets de l'évaporation lors de l'infiltration dans la vallée du fleuve Sénégal où l'épaisseur de la zone non saturée est faible (moins de 15 m).

Simulation de l'influence du fleuve sur la nappe avec le modèle NapRiv

Principe du modèle

Le modèle utilisé est le modèle NAPRIV écrit et mis au point par Leduc en 1988 pour simuler les fluctuations de niveau associées nappe/rivière.

Le modèle considère un aquifère captif semi-infini limité par une zone rectiligne à potentiel imposé, sans possibilité d'échange avec l'extérieur. Une brusque variation de niveau de la limite à potentiel imposé se traduit par une réaction de la nappe amortie dans le temps et l'espace. Cette variation suit la loi suivante :

$$H(x, t) = H_0 \cdot \text{erfc} \left[x \cdot \sqrt{s/(4 \cdot T \cdot t)} \right]$$

où

H : variation de la nappe à x et t donnés ;

Ho : variation du potentiel imposé ;
erfc : fonction erreur complémentaire ;
x : distance entre le point d'observation et la limite à potentiel imposé ;
s : coefficient d'emmagasinement ;
T : transmissivité ;
t : temps.

La modélisation en une dimension a été tentée à partir des crues du fleuve pour deux années hydrologiques moyennes : avant et après la construction du barrage de Diama (1962 et 1998). L'influence des fluctuations du niveau du fleuve (limite de potentiel imposé) sur la nappe est modélisée en testant plusieurs valeurs de diffusivité de 10^{-1} à $10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et sur des distances allant jusqu'au 10 km du fleuve. D'une manière générale les crues avant 1989 sont plus importantes et donc l'influence est significative. Depuis la régularisation de l'écoulement du fleuve par la construction du barrage de Diama, les crues deviennent faibles et leur influence sur la nappe ne dépasse pas 0,4 m sur une distance de 3 km du fleuve. Cette influence est comparable aux fluctuations piézométriques observées dans les puits situés près du fleuve et qui varient entre 0,2 et 0,6 m (Fig. IV.10). Non seulement à l'échelle saisonnière, l'influence du fleuve sur la nappe a été aussi modélisée sur une période de 23 ans de 1984 à 2006 et montre que les fluctuations de crues du fleuve se ressentent majoritairement sur une distance de moins de 3 km du fleuve (Fig. IV.11).

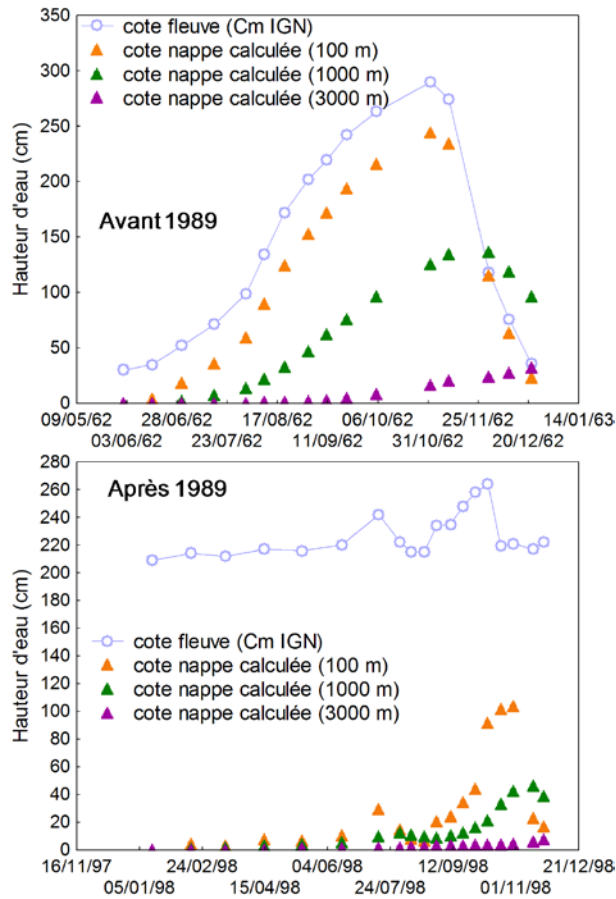


Fig. IV.10 L'impact saisonnier du fleuve sur la nappe, avant et après la construction du barrage de Diama (avec une diffusivité : $2.10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$)

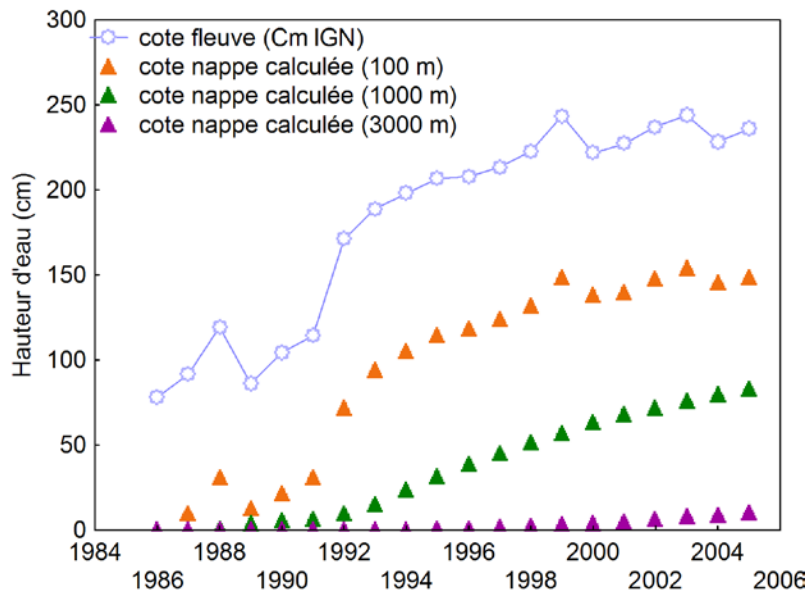


Fig. IV.11 L'impact du rehaussement du fleuve sur la nappe de 1984 à 2007 (avec une diffusivité : $2.10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$)

IV.3.1.2 Lac de R'Kiz

Le lac de R'kiz joue aussi un rôle important dans l'alimentation de la nappe dans son voisinage mais d'une manière différente du fleuve. L'hydrodynamique de cette zone est en effet très influencée par le régime du lac comme l'avait déjà montré Jacon (1965) et comme le confirme la carte piézométrique actuelle (*cf. chapitre II, Fig. II.12*). La piézométrie de la nappe dans les environs du lac est en concordance avec le niveau du lac. Le bilan du transfert lac/nappe n'a jamais été établi mais il peut être assimilé à celui du fleuve/nappe. D'après Jacon, (1965), le fond du lac est recouvert des dépôts argileux quasi-imperméables et les bordures sont sableuses. Donc tout transfert d'eau du lac vers la nappe doit se faire majoritairement par les reliefs bordiers.

La recharge par le lac se manifeste par des temps de séjour des eaux plus récents aux alentours du lac et des caractéristiques isotopiques plus marquées par l'évaporation (Fig. IV.12) que le reste de la nappe (faible profondeur). Le caractère très évaporé des eaux souterraines près du lac souligne un temps de séjour suffisamment long dans le défluent du fleuve et le lac, dans des conditions plus confinées que le fleuve, permettant un fort marquage par l'évaporation.

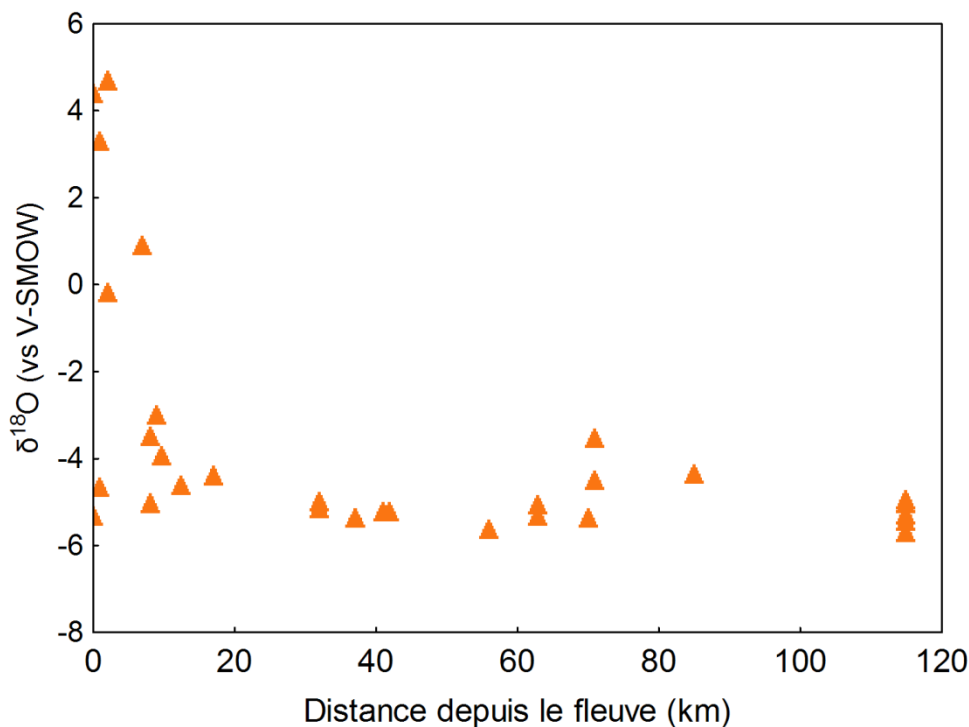


Fig. IV.12 Répartition des teneurs isotopiques en oxygène-18 par rapport à la distance depuis le fleuve ou le lac de R'kiz

IV.3.1.3 Lac d'Aleg

A l'est de la zone d'étude, les courbes piézométriques montrent une convergence des lignes d'écoulement venant de la chaîne de Mauritanides et du lac d'Aleg. Le lac d'Aleg a donc lui aussi un rôle important dans la recharge de la nappe mais selon un processus totalement différent de celui du lac de R'kiz. En effet son alimentation est assurée actuellement par l'Oued Ketchi qui coule en grande partie sur les formations métamorphiques des Mauritanides. La mise en eau du lac s'effectue dès le début de l'hivernage en juillet, le niveau d'eau évoluant en fonction des apports de l'oued. Cette phase de remplissage est ensuite suivie par une vidange progressive du lac dès la fin de la saison de pluie, jusqu'à l'assèchement total du lac en avril. Les parts respectives de l'évaporation et de l'infiltration dans le phénomène de vidange ne sont pas encore établies précisément.

Dans cette région, la nappe reçoit aussi les écoulements des autres oueds, plus petits qui se perdent immédiatement dans la zone dunaire. Le marigot de Kendelek situé à 40 km à l'est de Boutilimit est un exemple de l'écoulement de surface. Ce marigot de 3 à 4 km² se remplit annuellement après des fortes précipitations tombées et se vide progressivement par évaporation et infiltration dans les 3 à 4 mois.

IV.3.2 Infiltration de la pluie

En régions arides et semi-arides, la recharge directe des nappes par infiltration des eaux de pluie est souvent considérée comme nulle (Scanlon, 2004), notamment lorsque les précipitations annuelles sont faibles comme dans le SO de la Mauritanie (150 - 250 mm.a⁻¹). Cependant, les formations dunaires sont des zones privilégiées de recharge ponctuelle des aquifères en raison de leur perméabilité élevée qui favorise la percolation rapide des précipitations et limite la reprise par évaporation (e.g. Edmunds & Gaye, 1994 ; de Vries et al., 2000 ; Ma et al., 2007).

Dans la nappe du Trarza, la majorité des points suivis entre 2010 et 2012 n'ont pas montré de fluctuation saisonnière marquée de la piézométrie et/ou de la minéralisation. Cependant quelques uns (8 puits) témoignent d'un tel phénomène qui ne s'explique que par une infiltration d'une fraction de la pluie. Dans quelques rares cas, des fluctuations saisonnières de la conductivité électrique ont été observées, mais pour le moment nous n'avons pas d'explication (e.g. puits n°36, non utilisé par les populations locales en raison de sa salinité, qui a passé de 36000 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ en mars 2010 à 4000 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ en octobre 2010). Ce changement pourrait s'expliquer de deux façons :

- un biseau salin dynamique au sein de l'aquifère en fonction de la saison (déplacement sous l'effet de la recharge) ;
- une recharge effective à cet endroit.

La présence d'eaux de moins de 1500 $\mu\text{S.cm}^{-1}$ à moins de 5 km de la côte de l'Océan dans la zone littorale envahie par la dernière transgression marine du Nouakchottien est aussi un indice indiscutable de l'infiltration de la pluie.

L'évolution saisonnière des teneurs isotopiques (^{18}O , ^2H) des eaux souterraines indique une infiltration rapide locale des pluies (e.g. puits n°17, n°36, n°55).

Un autre indice de l'infiltration des eaux de pluie dans la nappe tient dans l'évolution saisonnière des teneurs en nitrates dans les eaux des puits situés près du fleuve (*chapitre II*). Des telles augmentations sont interprétées par le lessivage massif de l'azote des sols par les eaux d'infiltration.

IV.3.2.1 Estimation de la recharge par le modèle à un réservoir

En première approche de la recharge directe de la nappe, un modèle à un réservoir a été simulé, répartissant l'eau de pluie entre évapotranspiration et percolation au pas de temps journalier.

Principe de calcul

Le fonctionnement du milieu naturel peut être assimilé à un réservoir. Le sol recueille les pluies (il est supposé qu'il n'y a pas de ruissellement) et le proche sous-sol s'humecte et retient une partie de l'eau qu'il redistribue vers l'atmosphère par évapotranspiration et vers le sous-sol profond. Le devenir d'une pluie va donc être très différent selon l'état de la surface sur laquelle elle tombe. Une faible pluie permet d'humidifier la partie supérieure de l'aquifère qui va se recharger en eau jusqu'à atteindre un niveau de saturation. C'est la réserve utile du sol ou capacité de rétention qui s'épuisera progressivement par évapotranspiration s'il ne pleut pas de nouveau. Si le sol reçoit plus d'eau que le volume de cette capacité, il va alors céder cette eau aux nappes. C'est le phénomène de recharge ou d'infiltration.

Les chroniques pluviométriques utilisées dans le calcul sont celles de Rosso et Boutilimit entre 1967 à 2010, les capacités de rétention d'eau dans le sol sont choisies arbitrairement de 30 à 50 mm. L'extrême schématisation d'un tel modèle, la forte variabilité de précipitations et l'hétérogénéité lithologique rendent ce calcul très approximatif mais il est néanmoins intéressant qualitativement.

La recharge annuelle moyenne ainsi calculée est de 20 mm pour un sol d'une capacité de rétention de 30 mm et de 7 mm pour une capacité de 50 mm dans le sud (chronique de Rosso) et de seulement 5 mm et 1 mm respectivement pour les capacités 30 et 50 mm dans le nord (chronique de Boutilimit) où la plupart des années l'infiltration est presque inexistante (Fig. IV.13). La recharge se produirait environ tous les cinq ans à Boutilimit, mais presque tous les ans à Rosso ; elle aurait été pratiquement inexistante dans les décennies 1970-80, lors des grandes sécheresses du Sahel.

IV.3.2.2 Estimation de la recharge par l'analyse des fluctuations piézométriques

Cette méthode déduit la recharge des réponses de la nappe aux précipitations. Elle est simple d'utilisation et suppose que les fluctuations piézométriques sont uniquement dues à l'infiltration des pluies. L'utilisation de cette méthode repose sur un certain nombre d'hypothèses (Healy & Cook, 2002 ; Scanlon et al., 2002 ; Sophocleous, 2002) : pas de perturbation par les pompes, pas d'effet de retard important lors du transit dans la zone non saturée. Il faut donc considérer ses résultats comme ordre de grandeur.

Les données utilisées sont celles des puits non influencés par le pompage, donc les niveaux mesurés représentent les niveaux statiques.

$$R = S_y \left(\frac{dh}{dt} \right) = S_y \left(\frac{\Delta h}{\Delta t} \right)$$

où,

R : recharge de la nappe (mm) ;

S_y : coefficient d'emménagement (porosité efficace pour une nappe libre) ;

dh : variation du niveau piézométrique (m) ;

dt : intervalle de temps (s).

A l'échelle saisonnière la recharge peut s'exprimer par :

$$R(t_j) = S_y \Delta h(t_j)$$

$R(t_j)$: recharge (en m) entre le temps ($t = 0$) et le temps ($t = j$) ;

$\Delta h(t_j)$: différence du niveau piézométrique (en m) entre le temps ($t = 0$) et le temps ($t = j$).

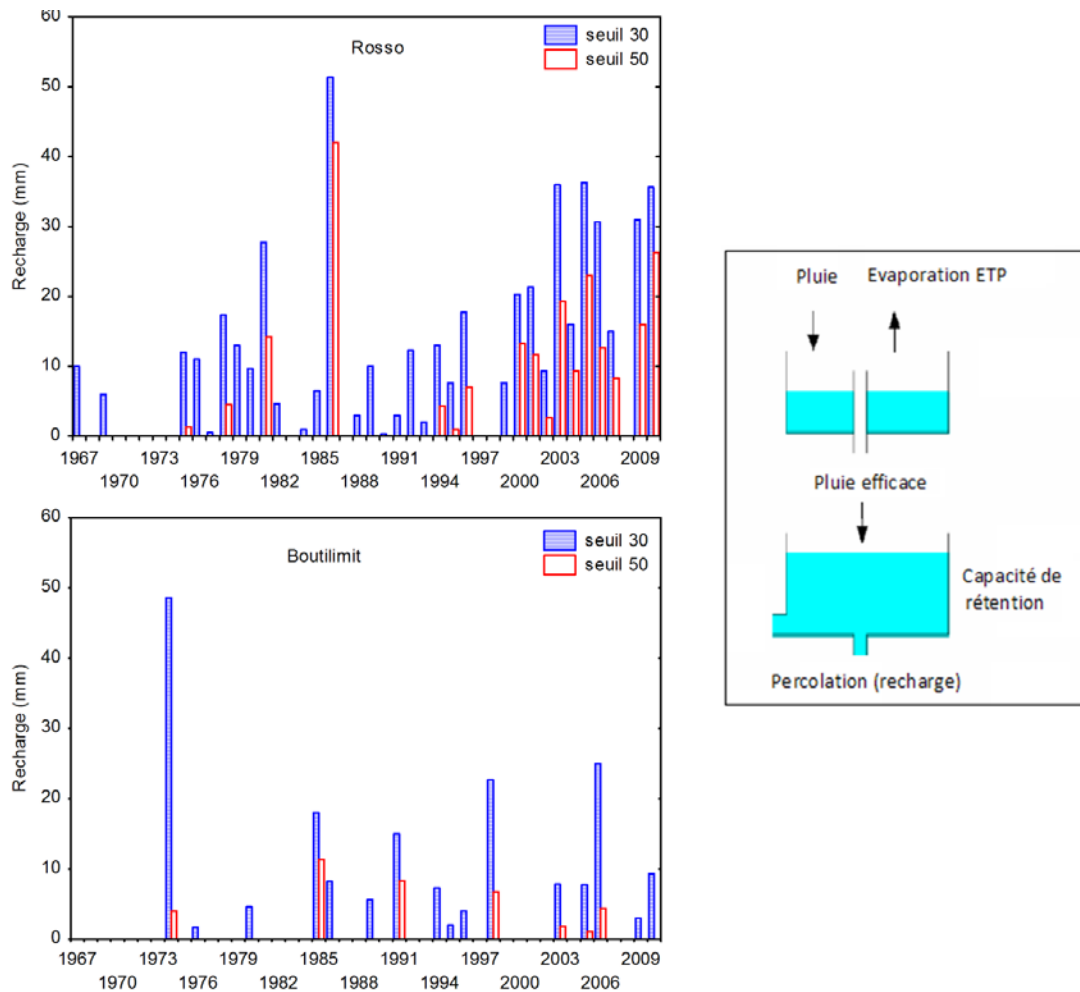


Fig. IV.13 Infiltration directe estimée par le modèle à un réservoir

L'estimation de la recharge a été faite pour des puits non influencés par le pompage (*chapitre II*). Le pas du temps utilisé est de 6 mois entre mars 2010 et octobre 2010. La valeur de la porosité efficace utilisée dans cette étude est celle de tels milieux composés d'une alternance sable et sable argileux, soit entre 0 et 15 % avec une moyenne de 8 % (Castany, 1982). Les résultats de ce calcul sont présentés dans le tableau IV.1. L'utilisation de cette méthode dans notre zone d'étude est délicate du fait de l'influence du fleuve sur la recharge de la nappe, du manque de données de porosité et aussi du fait que la plupart de nos mesures sont influencées par le pompage et ne représentent pas l'état statique de la piézométrie.

L'estimation de la recharge par la méthode de variations piézométriques risque donc de nous donner une sous estimation de la recharge. La recharge saisonnière estimée varie de 0 et 74 mm.an⁻¹. Certaines de ces valeurs sont supérieures aux valeurs obtenues par le modèle à un réservoir mais la plupart restent dans le même ordre de grandeur. Les valeurs extrêmes peuvent résulter des précipitations localement plus importantes que le reste de la zone (caractéristique principale de la zone sahélienne). Ces puits se situent au nord comme au sud de la zone d'étude. Les analyses isotopiques (¹⁸O et ²H) montrent des nettes variations entre la saison sèche et la

saison pluvieuse. Ceci confirme le transfert d'une nouvelle masse d'eau probablement due à l'infiltration directe des pluies.

puits	Ns: mars-10	Ns: oct-10 (m)	dh	¹⁸ O(mars-10) ‰ vs V-SMOW	¹⁸ O(oct-10)	R (mm)
36	10,51	10,0	0,5	3,30	-5,91	40,0
5	8,60	9,00	-	-0,21	0	-
17	14,82	13,90	0,92	-3,52	-7,39	73,6
35	3,77	3,44	0,33	-3,83	-3,12	26,4
16	24,14	24,13	0,01	-5,05	-4,58	0,8
22	55	55	0	-5,46	-4,82	0
18	54,28	53,78	0,50	-4,49	-4,5	40,0
46	2,00	1,85	0,15	-4,53	-4,9	12,0

Ns: niveau statique; R: recharge estimée

Tableau IV.1 Recharge estimée par l'analyse des fluctuations piézométriques

IV.3.2.3 Estimation de la recharge par le bilan des chlorures

La recharge directe par la pluie peut aussi être approchée à l'aide du bilan des chlorures dans la nappe, grâce à la formule suivante (Allison & Hughes, 1978) :

$$P \times Cl_{\text{pluie}} = R \times Cl_{\text{nappe}}$$

où

P : la hauteur moyenne de pluie en mm.an⁻¹,

R : la recharge en mm.a⁻¹,

Cl_{pluie} : la teneur de chlorure dans les précipitations en mg.L⁻¹,

Cl_{nappe} : la teneur de chlorure dans la nappe en mg.L⁻¹.

Là encore, il s'agit d'une approche très simplificatrice, largement utilisée en milieu semi-aride (e.g. Edmunds et al., 2002 ; Gates et al., 2008) mais dont les biais nombreux ne doivent pas être méconnus (e.g. Wood, 1999 ; Alcalá & Custodio, 2008). La valeur retenue pour Cl_{pluie} est 8,7 mg.L⁻¹, la moyenne des pluies de 2010 supérieures à 5 mm prélevées à Idini et Rosso. Cette valeur forte n'est pas exceptionnelle dans la région (Travi et al., 1987 ; Diaw et al., 2012). Nous avons également fait le calcul pour les valeurs extrêmes de Cl_{pluie} (3 et 12 mg.L⁻¹). Une telle variabilité est courante dans les milieux semi-arides ; ainsi, au Niger, Bromley et al., (1997) signalaient des teneurs moyennes d'une année variant de 0,3 à 1,4 mg.L⁻¹ en moins de 100 km.

Les principaux résultats de ce calcul sont présentés dans le tableau IV.2. La recharge annuelle moyenne serait de l'ordre de 19 mm à Rosso et 6 mm à Idini, soit environ 8 % et 3 % de la pluie moyenne annuelle respectivement. Une des principales limites à l'application de cette méthode dans notre zone est que les transgressions marines

quaternaires ont pu laisser des quantités importantes de chlorure, faussant significativement le calcul.

Site	Précipitation annuelle (mm) 2010 / moyenne	Teneur moyenne en chlorure de la pluie (mg/L) : Cl _p	Teneur moyenne en chlorure de la nappe (mg/L) : Cl _n	Recharge annuelle (mm) : R
Idini	180 / 150	8,7 (n=3; 6,1 - 11,3)	206 (n= 6; 50 - 470)	6,33 (4,44 - 8,22)
Rosso	400 / 250	8,7 (n=6; 3,1 - 12,3)	112 (n=7; 45 - 227)	19,41 (6,91 - 27,45)

Tableau IV.2 Recharge de la nappe calculée par le bilan des chlorures (moyenne et nombre des mesures, minimum et maximum observés)

De telles valeurs se situeraient dans la gamme très vaste des propositions, parfois contradictoires, de la recharge directe annuelle en zone semi-aride, pouvant aller par exemple de 22 - 26 mm pour une précipitation annuelle de 330 mm au Sénégal (Aranyossy & Gaye, 1992), à 2 - 3 mm pour une pluie annuelle inférieure à 350 mm au Niger oriental (Leduc et al., 2000) et moins de 0,1 mm pour une pluie de 150 mm en Mongolie (Liu et al., 2009).

De telles approches ne considèrent pas la recharge indirecte qui, au Trarza comme ailleurs dans de nombreuses régions semi-arides, peut survenir par exemple lorsque des reliefs, même très modestes, permettent une concentration du ruissellement de surface.

Sans pouvoir permettre une quantification immédiate, la proximité des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ des eaux souterraines non évaporées et de la pluie (Fig. IV. 8) est cohérente avec une recharge actuelle de la nappe par les précipitations. Cette hypothèse est également compatible avec les âges calculés par le ^{14}C . En effet deux des sept points échantillonnés à plus de 10 km du fleuve ont un temps de séjour ^{14}C allant de l'actuel (50 km) à 600 ans BP (85 km), qui nécessitent une infiltration importante de la pluie, au moins à l'échelle locale. Les autres datations, entre 0 et 8800 ans BP, illustrent plus l'hétérogénéité de la nappe qu'ils ne permettent pas des calculs précis.

IV.3.3 Paléo-traces marines

La mise en place de solutions marines peut être synsédimentaire, donc synchronique à la mise en place des formations aquifères ou postérieure à la sédimentation. Dans ce dernier cas, il peut s'agir d'une migration de solutions marines à l'échelle de la nappe d'un impact des transgressions marines vers l'intérieur du continent.

Du fait des transgressions quaternaires ayant profondément pénétré à l'intérieur des terres, et notamment dans la vallée du fleuve Sénégal, il est cohérent de retrouver une minéralisation d'origine marine dans les eaux souterraines actuelles.

Le rapport Br^-/Cl^- classiquement utilisé dans un tel contexte est relativement peu discriminant (Fig. IV.5). En effet, pour la majorité des eaux souterraines, ce rapport est peu différent de l'eau de mer et ne permet pas de séparer les deux hypothèses.

C'est par exemple le cas de l'échantillon n°36 (rapport Br^-/Cl^- de 0,0028) prélevé dans la dépression du lac de R'kiz envahie par l'eau de mer au Nouakchottien (Fig. IV.7). L'âge apparent récent (1000 ans BP) de cette eau impose alors une dilution de l'eau de mer piégée anciennement par les eaux douces plus jeunes (eau du fleuve et/ou pluie).

En analysant les teneurs en Cl^- en fonction de la teneur en $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. IV.6), la répartition des points montre que la plupart des eaux souterraines sont le résultat d'un mélange d'eau douce actuelle (fleuve et pluie) et une solution marine, ayant subi une évaporation. Les échantillons n°5 et n°36 présentent les parts les plus importants de l'eau de mer dans les eaux souterraines analysées. Ils proviennent d'un secteur probablement envahi par l'eau de mer durant le Quaternaire récent (Fig. IV.7).

Chapitre V

SYNTHESE, CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Les faibles connaissances hydrogéologiques antérieures et le fonctionnement hydrologique singulier de la nappe du Trarza dans un contexte semi-aride complexe ont été les motifs premiers de cette étude hydrogéologique. Alors que les autorités nationales décidaient d'alimenter Nouakchott à partir du fleuve Sénégal, il nous paraissait toujours aussi essentiel de mieux connaître l'aquifère qui alimente tout le sud-ouest de la Mauritanie. Ce travail a cherché, par une double approche hydrodynamique et géochimique, à mieux comprendre les processus fondamentaux du fonctionnement de la nappe, en particulier ses modalités de recharge et son évolution sur les dernières décennies.

V.1 Contexte général

Dans le chapitre I, une synthèse bibliographique critique a permis de préciser les paramètres importants du milieu pour l'étude de la nappe. Géographiquement, la nappe occupe une superficie d'environ 40 000 km² au sud-ouest de la Mauritanie. Soumis à des conditions semi-arides, le climat de la région est de type sahélien caractérisé par une forte reprise évaporatoire, plus de 3500 mm.an⁻¹ et de faibles précipitations qui varient entre 150 et 250 mm.an⁻¹. L'hydrologie de surface actuelle est limitée au fleuve Sénégal et ses défluent. La paléohydrologie est marquée par plusieurs transgressions et régressions marines et par des paléochénaux du fleuve Sénégal, visibles par l'imagerie satellitaire et la morphologie présente (succession des dunes et gouds). Ces grandes perturbations ont été causées par l'alternance d'épisodes arides et humides au cours du Quaternaire. Le contexte géologique est celui du bassin sédimentaire sénégal-mauritanien, avec une base de l'aquifère constituée par le Continental Terminal et son sommet formé des séries quaternaires d'origine fluviale, lacustre, éolienne et marine.

Le système hydrogéologique de la nappe est potentiellement influencé par l'anthropisation ces dernières années. Au nord, dans le champ captant d'Idini où un pompage intensif entre 1960 et 2010 a alimenté en eau potable la capitale du pays. Au sud, la construction du barrage de Diama en 1989 a régularisé le régime du fleuve dans la moyenne et basse vallée.

V.2 Résultats

Hydrodynamique

L'étude piézométrique est, en grande partie, basée sur les données piézométriques recueillies au cours de cette thèse et sur les données d'un large inventaire réalisé pour AGIRE/MHA en 2011. Elle a été menée sur cinq chroniques piézométriques récentes

(mesures en 84 sites), mises en perspective avec les données anciennes. Un effort particulier a été entrepris pour étudier l'évolution de la nappe au niveau du champ captant d'Idini et à proximité du fleuve Sénégal. Le niveau de la nappe ne semble pas avoir évolué significativement durant les cinquante dernières années. Même au niveau du champ captant où la nappe a été sollicitée par un pompage intensif depuis les années 1960 ($60\,000\text{ m}^3\cdot\text{j}^{-1}$ en 2010), le rabattement local a rarement dépassé 1 m. A proximité du fleuve, la construction du barrage de Diama a induit une remontée locale de la nappe et un lissage des fluctuations piézométriques, reflet de la régularisation du régime du fleuve.

La morphologie de la nappe montre toujours un écoulement en provenance du sud de la zone d'étude (fleuve Sénégal) vers le nord de la nappe où la profondeur de cette dernière dépasse les 30 m en dessous du niveau de la mer. La forme générale de la piézométrie du Trarza rappelle les dépressions piézométriques fermées, les célèbres «nappes en creux», déjà identifiées dans de nombreux autres aquifères du Sahel. La piézométrie de la nappe du Trarza semble inchangée depuis les années 1960 ; les éventuelles modifications de la recharge (pluie, fleuve) n'ont donc pas eu de conséquence visible sur la nappe.

Deux hypothèses ont été avancées pour expliquer une telle forme de la dépression de la nappe du Trarza : 1) réajustement lent de la nappe en conséquence des mouvements eustatiques de l'Océan des derniers millénaires ; 2) création et maintien de dépression piézométrique par une reprise évapotranspiratoire faible dans un environnement à médiocre perméabilité.

Hydrochimie

Les caractérisations physico-chimiques (ions majeurs) et isotopiques (^{18}O , ^2H de la molécule d'eau, ^{14}C et ^{13}C pour le CID) ont concerné plus de 80 échantillons de la nappe. Ils ont été comparés avec des prélèvements moins nombreux provenant du fleuve Sénégal et ses défluent et des précipitations.

La géochimie régionale de la nappe est spatialement hétérogène et de forts contrastes se rencontrent fréquemment sur de faibles distances, soit de manière relativement organisée (comme dans la plupart des gouds), soit de façon plus inattendue. A l'échelle de toute la nappe, la minéralisation des eaux souterraines varie largement entre $0,05$ et $67,0\text{ mS}\cdot\text{cm}^{-1}$. En parallèle, les teneurs en isotopes stables se dispersent entre $-7,39$ et $+6,95\text{ ‰}$ en oxygène-18. Aucun gradient de minéralisation n'apparaît en lien avec le sens d'écoulement de la nappe défini par la carte piézométrique. Cette contradiction avec le schéma habituel d'une minéralisation croissante en fonction de la direction de l'écoulement peut trouver son explication dans le fait que les flux horizontaux régionaux sont lents et largement perturbés par des flux verticaux locaux dus à l'infiltration directe de la pluie.

L'analyse critique des données actuellement disponibles a abouti à un premier schéma général du fonctionnement hydrogéologique, mais les informations exploitables ne

sont malheureusement pas toujours suffisamment denses pour permettre des interprétations fines. Les eaux de la nappe du Trarza semblent résulter d'un mélange complexe tripolaire entre des eaux de pluie (généralement en faible proportion), des eaux du fleuve Sénégal et des solutions d'origine marine résiduelles introduites lors des transgressions quaternaires et piégées dans les sédiments de faible perméabilité.

Les eaux de la nappe semblent avoir peu interagi avec le réservoir de l'aquifère, en accord avec sa minéralogie essentiellement siliceuse. Toutefois, quelques interactions avec l'encaissant ont tout de même été mises en évidence. Des échanges de cations de l'eau avec la fraction argileuse ont été identifiés au nord de la zone comme au sud. De même, dans certains gouds l'infiltration diffuse des précipitations s'accompagne d'une augmentation de la minéralisation par un lessivage des sels de la zone non saturée. A l'échelle locale (gouds), le gradient croissant de la minéralisation depuis la périphérie vers le centre du goud est en partie lié aux effets d'évaporation (présence des dépôts évaporitiques, concentration saline des eaux de surface par évaporation, lessivage de sels dans la zone non saturée lors de l'infiltration des eaux de pluie...).

Les solutions marines ayant contaminé la nappe peuvent être anciennes (transgressions quaternaires) ou récentes (jusqu'à la construction du barrage de Diama, les eaux de mer pénétraient en profondeur dans la vallée du fleuve Sénégal). Les zones envahies par les transgressions représentent une large part de la moitié occidentale de la nappe et des traces sont encore bien présentes (très fortes minéralisations et rapport Br^-/Cl^- très proche de l'eau de mer).

Recharge de la nappe

Dans l'état actuel du système hydrogéologique, les sources principales d'alimentation de la nappe paraissent être l'infiltration directe des pluies et surtout la recharge latérale des eaux du fleuve Sénégal et ses défluent, dont le lac de R'kiz. Cette dernière alimentation a encore été renforcée par la construction du barrage de Diama qui a sensiblement rehaussé la cote du fleuve dans toute la partie basse de la vallée et a entraîné immédiatement une remontée de la nappe adjacente. Ce lien entre fleuve et nappe est confirmé par la proximité de leurs signatures géochimiques et isotopiques. Le transfert de la surface au souterrain est néanmoins suffisamment lent pour que l'évaporation soit perceptible dans l'évolution du rapport $\delta^{18}\text{O}/\delta^2\text{H}$. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ supérieures à 0 ‰, mesurées dans la zone proche du lac de R'kiz et son défluent d'alimentation le Soukan, indiquent l'infiltration des eaux longuement exposées à l'évaporation.

L'infiltration directe des eaux de pluie est probablement plus faible, mais toutefois significative. Comme partout dans les zones semi-arides, elle est très variable dans le temps et l'espace, dépendant de l'intensité des pluies et aussi de la nature des sédiments de la zone non saturée. Elle se manifeste par de rares fluctuations piézométriques saisonnières et des âges ^{14}C récents dans des zones très éloignées de la recharge par le fleuve. Au cours de cette étude, plusieurs approches indépendantes

ont fourni différentes estimations très sommaires de la recharge directe de la nappe. La recharge moyenne de la nappe est probablement inférieure ou égale à 5 % des précipitations. Cette valeur du taux de renouvellement de la nappe est comparable à celle obtenue dans d'autres zones semi-arides similaires à pluviométrie inférieure à 300 mm.an⁻¹.

La variabilité spatiale de la géochimie (dont les âges ¹⁴C entre 0 et 8000 ans BP) reflète une recharge hétérogène dans ses processus et ses intensités, probablement encore accentuée par les variations verticales et latérales de faciès des sédiments, qui induisent des vitesses de circulation des eaux très différentes.

Les diverses questions soulevées au cours de cette recherche sont les mêmes que celles évoquées dans l'étude des autres grands aquifères sédimentaires du Sahel, et plus largement dans les autres zones semi-arides. Les vastes dimensions, les caractéristiques hydrodynamiques et la faible recharge actuelle font de ces grands systèmes aquifères des archives conservant les multiples empreintes des phénomènes hydrologiques récents et anciens. En effet, comme les autres grands aquifères sahéliens, l'état actuel de la nappe du Trarza est la résultante de plusieurs dynamiques agissant sur des échelles de temps très différentes : fluctuation saisonnière due à l'infiltration annuelle de la pluie ; hausse décennale due à l'aménagement du fleuve Sénégal ; divagations du fleuve Sénégal, fluctuations du niveau de la mer et alternance de sécheresses et d'épisodes humides des derniers millénaires.

V.3 Perspectives

Pour mieux différencier les différents processus en jeu et quantifier leurs importances respectives dans l'évolution de la nappe du Trarza, de longues investigations de terrain seront encore nécessaires. En effet, le nombre actuel de données est très limité par rapport à la superficie de la nappe et à l'évidente diversité des situations locales. Il faudra donc poursuivre l'échantillonnage chimique et isotopique en multipliant les points de mesure pour mieux comprendre les facteurs responsables de l'hétérogénéité géochimique à grande et petite échelle. Devant l'ampleur de la tâche à accomplir, il est nécessaire d'établir des priorités. Ainsi, des mesures plus nombreuses à proximité de la vallée du fleuve Sénégal et de ses défluent permettrait de préciser leur rôle dans la recharge de la nappe, notamment son éventuelle variabilité spatiale. De même, près de l'Océan, l'équilibre supposé entre eau de mer et eau douce continentale mériterait d'être mieux cerné.

Les données de datation acquises dans cette étude sont peu nombreuses et doivent être multipliées en suivant différentes lignes d'écoulement depuis le fleuve ou le lac de R'kiz vers la dépression de Boutilimit.

A une toute autre échelle, le fond des gouds commande assurément une part importante de l'infiltration de la pluie en contrôlant la vitesse et en modifiant la chimie des eaux météoriques. Actuellement, la nature précise (minéralogie, granulométrie, stratigraphie, etc.) des sédiments déposés dans le fond des gouds n'est pas connue. Pour y remédier, une étude pédologique et géologique de ces zones singulières sera nécessaire.

La dépression piézométrique naturelle de la nappe du Trarza a toujours été expliquée comme les autres dépressions du Sahel par une reprise évapotranspiratoire faible en valeur absolue mais à fort impact hydrodynamique du fait de mauvaises perméabilités. Or la nappe du Trarza présente la particularité d'être bordée d'un côté par l'Océan, ce qui peut complexifier l'interprétation. En effet, Dieng (1987) avait proposé que les oscillations du niveau marin pouvaient être à l'origine de la dépression piézométrique fermée du Ferlo. Il faudrait davantage explorer l'influence sur la nappe du Trarza des différentes fluctuations du niveau océanique et l'alternance des épisodes humides et secs au cours des derniers millénaires, et apprécier l'impact actuel de cette histoire climatique complexe. Une simulation numérique des mouvements eustatiques et des changements climatiques durant le Quaternaire paraît indispensable pour vérifier les ordres de grandeur de ces divers phénomènes et, plus généralement, la cohérence des hypothèses proposées.

Autre conséquence de l'histoire géologique régionale récente, les paléochenaux du fleuve Sénégal sont bien visibles sur les images satellitaires. Mais les relations verticales et latérales entre ces divagations et la nappe ne sont pas connues. Il serait très utile de mener une étude détaillée de cette relation et ses conséquences sur l'hydrodynamique actuelle de la nappe. Dans ce cadre, le bilan hydrique du lac d'Aleg serait intéressant, intrinsèquement et en comparaison avec le lac de R'kiz puisqu'ils ont la même origine mais des fonctionnements actuels très différents. Enfin, un autre changement hydrologique, bien plus contemporain, mérite également une attention spécifique : le barrage de Diama a sensiblement augmenté localement la recharge de la nappe dans sa zone d'influence et il est probable que cette perturbation hydrogéologique est encore dans une phase transitoire qu'il est urgent d'instrumenter de manière plus détaillée. Une modélisation hydrodynamique et/ou géochimique locale pourrait là encore éclairer la complexité de la relation entre eau de surface et eau souterraine.

Dans cette liste de futures recherches qui seraient sans aucun doute très prometteuses, il ne faut pas oublier de préciser le rôle de la végétation dans la dépression piézométrique. Le bilan transpiratoire des arbres en zone semi-aride est rarement tenté et demande un investissement important. *Acacia raddiana*, qui est l'arbre le plus abondant dans la région actuellement, serait particulièrement intéressant à étudier mais une telle investigation dépasse largement le cadre hydrogéologique conventionnel.

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

- Alcalá, F. J., & Custodio, E. (2008). Atmospheric chloride deposition in continental Spain. *Hydrological Processes*, 22(18), 3636-3650.
- Ali, A., Lebel, T., & Amani, A. (2008). Signification et usage de l'indice pluviométrique au Sahel. *Sécheresse*, 19(4), 227-235.
- Allison, G. B. (1988). A review of some of the physical, chemical and isotopic techniques available for estimating groundwater recharge. *NATO ASI Ser.*, (Ser C 222), 49-72.
- Allison, G.B., & Hughes, M.W. (1978). The use of environmental chloride and tritium to estimate total recharge to an unconfined aquifer. *Soil Res.*, 16(2), 181-195.
- Aranyosy, J. F., & Gaye, C. B. (1992). La recherche du pic de tritium thermonucléaire en zone non saturée profonde sous climat semi-aride pour la mesure de la recharge des nappes: première application au Sahel. *C. R. Acad. Sci. série 2*, 315(5), 637-643.
- Aranyosy, J. F., Guere, A., & Sidore, M. (1989). Etude par les isotopes de l'environnement des dépressions piézométriques, premières données sur des exemples au Mali. *Hydrogeol Journal*, 3, 151-158.
- Aranyosy, J. F., & Ndiaye, B. (1993). Etude et modélisation de la formation des dépressions piézométriques en Afrique sahélienne. *Journal of Water Science*, 6(1), 81-96.
- Archambault, J. (1950). *Eléments pour un équipement hydraulique de la basse Mauritanie* (Rapport Technique) (p. 123). France: BURGEAP.
- Barusseau, J. P., Bâ, M., Descamps, C., Diop, E. H., Giresse, P., & Saos, J. L. (1995). Coastal evolution in Senegal and Mauritania at 103, 102 and 101-year scales: Natural and human records. *Quaternary International*, 29-30, 61-73.
- Bel Hadj Salem, S., Chkir, N., Zouari, K., Cognard-Plancq, A., Valles, V., & Marc, V. (2012). Natural and artificial recharge investigation in the Zéroud Basin, Central Tunisia: impact of Sidi Saad Dam storage. *Environmental Earth Sciences*, 66(4), 1099-1110.
- Bellion, Y. C. (1987). *Histoire géodynamique post-paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudenni, Iullemmeden, Tchad)* (Thèse de doctorat). Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, (302p), France.
- Bergaoui, M., & Alouini, A. (2001). Caractérisation de la sécheresse météorologique et hydrologique: cas du bassin versant de Siliana en Tunisie. *Sécheresse*, 12(4), 205-213.
- Bernus, E. (1984). Les causes de la désertification: les thèses en présence. *Bulletin de la société languedocienne de géographie*, 18(3-4), 159-165.
- Braune, E., & Xu, Y. (2010). The Role of Ground Water in Sub-Saharan Africa. *Ground Water*, 48(2), 229-238.

- Bromley, J., Edmunds, W. M., Fellman, E., Brouwer, J., Gaze, S. R., Sudlow, J., & Taupin, J. D. (1997). Estimation of rainfall inputs and direct recharge to the deep unsaturated zone of southern Niger using the chloride profile method. *Journal of Hydrology*, 188–189(0), 139-154.
- Brunel, J. P., Walker, G. R., & Kennett-Smith, A. (1995). Field validation of isotopic procedures for determining sources of water used by plants in a semi-arid environment. *Journal of Hydrology*, 167(1–4), 351-368.
- Brunke, M., & Gonser, T. (1997). The ecological significance of exchange processes between rivers and groundwater. *Freshwater Biology*, 37(1), 1-33.
- Cabral, F. J. (2011). Aléas pluviométriques et pauvreté dans les économies du Sahel : le cas du Sénégal. *Mondes en développement*, 156(4), 129.
- Cardona, A., Carrillo-Rivera, J. J., Huizar-Álvarez, R., & Graniel-Castro, E. (2004). Salinization in coastal aquifers of arid zones: an example from Santo Domingo, Baja California Sur, Mexico. *Environmental Geology*, 45(3), 350-366.
- Caruba, R., & Dars, R. (1991). *Géologie de la Mauritanie*. Université de Nice-Sophia Antipolis, (321 p), France.
- Castany, G. (1982). principes et methodes de l'hydrogeologie. <http://cseenv.free.fr/exposés/hydrogéologie/hydrogéologie.htm>.
- Chamard, P. C. (1972). Les lacs Holocènes de l'Adrar de Mauritanie et leur peuplements préhistoriques. *Notes Africaines*, (133), 8.
- Chesselet, R., Morelli, J., & Buat-Menard, P. (1972). Variations in Ionic Ratios between Reference Sea Water and Marine Aerosols. *Journal of Geophysical Research*, 77(27), 5116-5131.
- Chevalier, J. P., & Hébrard, L. (1972). Découverte de madréporaires dans le Pleistocène supérieur de Mauritanie (Vol. 6, p. 453-456). Présenté à Pan African Congress, Dakar.
- Clark, I.D., & Fritz, P. (1997). *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. Luis Publishers, Boca. Raton, FL. 347 p.
- Cook, P. G., Leaney, F. W., & Miles, M. (2004). *Groundwater recharge in the north-east Mallee Region, South Australia*, (Technical Rapport No. 25/04) (p. 80). Australie: CSIRO Land and Water.
- Cook, P. G., Walker, G. R., & Jolly, I. D. (1989). Spatial variability of groundwater recharge in a semiarid region. *Journal of Hydrology*, 111(1–4), 195-212.
- Craig, H. (1961). Standard for Reporting Concentrations of Deuterium and Oxygen-18 in Natural Waters. *Science*, 133(3467), 1833-1834.
- Custodio, E. (2002). Aquifer overexploitation: what does it mean? *Hydrogeology Journal*, 10(2), 254-277.
- Dakouré, D. (2003). *Etude hydrogéologique et géochimique de la bordure sud-est du bassin sédimentaire de Taoudeni (Burkina Fasso-Mali)- essai de modélisation* (Thèse de doctorat). Université Paris VI - Pierre et Marie Curie, (255 p), France.

- de Vries, J. J., Selaolo, E. T., & Beekman, H. E. (2000). Groundwater recharge in the Kalahari, with reference paleo-hydrologic conditions. *Journal of Hydrology*, 238(1-2), 110-123.
- de Vries, J., & Simmers, I. (2002). Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 5-17.
- Debye, P., & Hückel, E. (1923). Zur theorie der electrolyte I. *Physikalische Zeitschrift*, 24(9), 185-197.
- Deckers, J., Raes, D., Ceuppens, J., Dewachter, I., Merckx, R., & Diallo, A. (1996). Evolution de l'acidité dans les sols du delta du fleuve Sénégal sous l'influence anthropogène. *Etude et Gestion des Sols*, 3(3), 151-166.
- Desconnets, J. C., Taupin, J. D., Lebel, T., & Leduc, C. (1997). Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site: surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *Journal of Hydrology*, 188-189(0), 155-178.
- Désiré-Vuillemin, D. (1995). *Mauritanie 1903-1911. Mémoires de randonnées et de guerre au pays des Beidanes* (Centre d'études sur l'histoire du Sahara.) (506 p). France: KARTHALA Editions.
- Diagana, A. (1994). *Etudes hydrogéologiques dans la vallée du fleuve Sénégal de Bakel à Podor: relations eaux de surface/eaux souterraines* (Thèse de doctorat). Université de Cheikh Anta Diop, (130 p). Sénégal.
- Diaw, M. (2008). *Approche hydrochimique et isotopique de la relation eau de surface/nappe et du mode de recharge de la nappe alluviale dans l'estuaire et la basse vallée du fleuve Sénégal: Identification des zones inondées par Télédétection et par traçage isotopique* (Thèse de doctorat). Université de Cheikh Anta Diop, (178 p). Sénégal.
- Diaw, M., Faye, S., Stichler, W., & Maloszewski, P. (2012). Isotopic and geochemical characteristics of groundwater in the Senegal River delta aquifer: implication of recharge and flow regime. *Environmental Earth Sciences*, 66(4), 1011-1020.
- Dieng, B. (1987). *Paléohydrogéologie et hydrogéologie quantitatives du bassin sédimentaire du Sénégal: essai d'explication des anomalies piezométriques observées* (Thèse de doctorat). ENSM, Paris.
- Dincer, T., Al-Mugrin, A., & Zimmermann, U. (1974). Study of the infiltration and recharge through the sand dunes in arid zones with special reference to the stable isotopes and thermonuclear tritium. *Journal of Hydrology*, 23(1-2), 79-109.
- Diop, E. S., & Sall, M. (1979). Géomorphologie et évolution des lignes de rivage holocènes dans les îls de Saloum (Sénégal). *Bulletin de la société sénégalaise d'étude du Quaternaire*, (50), 51-58.
- Durand, A. (1995). Sédiments quaternaires et changements climatiques au Sahel central (Niger et Tchad). *Africa Geoscience*, 2(3-4), 323-614.
- Duvail, S. (2001). *Scénarios hydrologiques et modèle de développement en aval d'un grand barrage. Les usages de l'eau et le partage des ressources dans le delta*

- mauritanien du fleuve Sénégal* (Thèse de doctorat). Université Luis Pasteur Strasbourg I, (313 p). France
- Edmunds, W., Fellman, E., Goni, I., & Prudhomme, C. (2002). Spatial and temporal distribution of groundwater recharge in northern Nigeria. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 205-215.
- Edmunds, W. M. (1996). Bromine geochemistry of British groundwaters. *Mineralogical Magazine*, 60(2), 274-284.
- Edmunds, W. M. (2009). Palaeoclimate and groundwater evolution in Africa-implications for adaptation and management. *Hydrological Sciences Journal*, 54(4), 781-792.
- Edmunds, W. M., & Gaye, C. B. (1994). Estimating the spatial variability of groundwater recharge in the Sahel using chloride. *Journal of Hydrology*, 156(1-4), 47-59.
- Edmunds, W. N., & Wright, E. P. (1979). Groundwater recharge and paleoclimate in the Sirte and kufra basins, Libya. *Journal of Hydrology*, 40(364), 215-241.
- Elbaz-Poulichet, F., Favreau, G., Leduc, C., & Seidel, J. L. (2002). Major ion chemistry of groundwaters in the Continental Terminal water table of southwestern Niger (Africa). *Applied Geochemistry*, 17(10), 1343-1349.
- Elouard, P. (1959). *Géologique et hydrogéologique des formations sédimentaires du Guebla Mauritanien et de la vallée du fleuve Sénégal* (Thèse de doctorat). Université de Paris, (422 p), France.
- Elouard, P. (1975). Problème d'eau et sous-sol de la Mauritanie. *In Actes du colloque sur la désertification au sud du Sahara* (p. 131-141). Sénégal: N.E.A.
- Elouard, P., & Faure, H. (1967). Quaternaire de l'Inchiri, du Taffoli et des environs de Nouakchott (Vol. 4ème Congrès, p. 466-490). Présenté à Panaf. Préhi. et Et. Quater., Dakar.
- Emeterio, J. L. S., Lacaze, B., & Mering, C. (2011). Détection des changements de la couverture végétale au Sahel durant la période 1982-2002 à partir des données NDVI et précipitation. *Téledétection*, 10(2-3), 135-143.
- Faillat, J. P., & Puradimaja, D. J. (1995). Evaluation à l'échelle régionale des contraintes hydrochimiques sur la gestion des eaux souterraines karstiques. Exemple du Languedoc-Roussillon. *Hydrogéologie France*, (1), 97-112.
- Farid, I., Trabelsi, R., Zouari, K., Abid, K., & Ayachi, M. (2012). Hydrogeochemical processes affecting groundwater in an irrigated land in Central Tunisia. *Environmental Earth Sciences*, 1-17.
- Favreau, G. (2000). *Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel: dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger)* (Thèse de doctorat). Université de Paris-Sud XI, (353 p), France.
- Favreau, G., Leduc, C., Marlin, C., & Guéro, A. (2002). Une dépression piézométrique naturelle en hausse au Sahel (Sud-Ouest du Niger). *Comptes Rendus Geoscience*, 334(6), 395-401.

- Faye, B. (1997). *Guide de l'élevage du dromadaire Libourne* (p. 126). SANOFI.
- Faye, S., Ba, M. S., Diaw, M., & Ndoye, S. (2010). The groundwater geochemistry of the Saloum delta aquifer: Importance of silicate weathering, recharge and mixing processes. *African Journal of Environmental Science and Technology*, 4(12), 815-830.
- Fedrigoni, L., Krimissa, M., Zouari, K., Maliki, A., & Zuppi, G. M. (2001). Origine de la minéralisation et comportement hydrogéochimique d'une nappe phréatique soumise à des contraintes naturelles et anthropiques sévères: exemple de la nappe de Djebeniana (Tunisie). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 332(11), 665-671.
- Filippi, C., Milville, F., & Thiery, D. (1990). Evaluation de la recharge naturelle des aquifères en climat Soudano-Sahélien par modélisation hydrologique globale: Application a dix sites au Burkina Faso. *Hydrological Sciences Journal*, 35(1), 29-48.
- Flint, A. L., Flint, L. E., Kwicklis, E. M., Fabryka-Martin, J. T., & Bodvarsson, G. S. (2002). Estimating recharge at Yucca Mountain, Nevada, USA: comparison of methods. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 180-204.
- Fontes, J. C., Andrews, J. N., Edmunds, W. M., Guerre, A., & Travi, Y. (1991). Paleorecharge by the Niger River (Mali) Deduced from groundwater geochemistry. *Water Resources Research*, 27(2), 199-214.
- Fontes, J. C., Elouard, P., & Michel, P. (1977). Essai d'interprétation isotopique et paléocéologique du Quaternaire marin de Mauritanie (Vol. 6ème Congrès, p. 493-497). Présenté à Banaf. de Préhist. et Et. Quatern., Dakar.
- Gadwin, P. (1962). Radiocarbon dating. *Nature*, 195, 943-945.
- Gassani, J. (2008). *Apport de l'analyse spatiale à l'étude du rôle des dépressions dans la dynamique hydrologique d'un bassin versant en milieu nord-sahélien: le cas du lac Mâle (Brakna, Mauritanie)* (Thèse de doctorat). Université d'Angers, (246 p). France
- Gat, J. R., & Tzur, Y. (1968). *Modification of the isotopic composition of rainwater by processes which occur before groundwater recharge*. Isotopes in Hydrology (IAEA.). Vienna.
- Gates, J. B., Edmunds, W. M., Ma, J., & Scanlon, B. R. (2008). Estimating groundwater recharge in a cold desert environment in northern China using chloride. *Hydrogeology Journal*, 16(5), 893-910.
- Gaultier, G. (2004). *Recharge et paléorecharge d'une nappe libre en milieu sahélien (Niger oriental): approches géochimique et hydrodynamique* (Thèse de doctorat). Paris-Sud 11, (179 p). France.
- Gee, G. W., & Hillel, D. (1988). Groundwater recharge in arid regions: Review and critique of estimation methods. *Hydrological Processes*, 2(3), 255-266.
- Gehrels, J. C., Peeters, J. E. M., De Vries, J. J., & Dekkers, M. (1998). The mechanism of soil water movement as inferred from ¹⁸O stable isotope studies. *Hydrological sciences journal*, 43(4), 579-594.

- Genxu, W., & Guodong, C. (1999). Water resource development and its influence on the environment in arid areas of China, the case of the Hei River basin. *Journal of Arid Environments*, 43(2), 121-131.
- Giffard, P. L. (1966). Les gommiers: Acacia Senegal wild. Acacia laeta R. Br. *Bois et forêts des tropiques*, (105), 21-32.
- Girard, G., Ledoux, E., & Villeneuve, J. P. (1981). Le modèle couplé simulation conjointe des écoulements de surface et des écoulements souterrains sur un système hydrologique. *cah. ORSTOM*, XVIII(4), 195-280.
- GNIP/ISOHIS, (2012). Isotope Hydrology Information System of International Atomic Energy Agency, (IAEA), Vienna, Austria. The ISOHIS Database. Available at: <http://isohis.iaea.org>
- Gourcy, L., Aranyossy, J. F., Olivry, J. C., & Zuppi, G. M. (2000). Evolution spatio-temporelle des teneurs isotopiques des eaux de la cuvette lacustre du fleuve Niger (Mali). *C.R Acad. Sci. Paris*, 331(11), 701-707.
- Graef, F., & Haigis, J. (2001). Spatial and temporal rainfall variability in the Sahel and its effects on farmers management strategies. *Journal of Arid Environments*, 48(2), 221-231.
- Guiraud, R. (1988). L'hydrogéologie de l'Afrique. *Journal of African Earth Sciences*, 7(3), 519-543.
- Haimeerl, G. (2006). *Groundwater recharge in Wadi channels downstream of dams efficiency and management strategies*. Germany: Technische Universität München.
- Hamdy, A., Ragab, R., & Scarascia Mugnozza, E. (2003). Coping with water scarcity: water saving and increasing water productivity. *Irrigation and Drainage*, 52(1), 3-20.
- Hamerlynck, O., & Duavail, S. (2003). *La restauration du delta du fleuve Sénégal en Mauritanie. Une application de l'approche écosystémique* (No. Série Bleue VIII) (p. 88). UICN, Gland, Suisse et Cambridge, Royaume-Uni.
- Healy, R., & Cook, P. (2002). Using groundwater levels to estimate recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 91-109.
- Hébrard, L. (1978). *Contribution a l'étude géologique du quaternaire du littoral mauritanien entre Nouakchott et Nouadhibou 18°-21° latitude nord participation a l'etude des desertifications du Sahara*. Documents des laboratoires de géologie Lyon; no. 71. Lyon: Departement des Sciences de la Terre de l'Université Claude Bernard. Consulté de <http://www.sudoc.fr/025923765>
- Henry, C.M., Allen, D. M., & Huang, J. (2011). Groundwater storage variability and annual recharge using well-hydrograph and GRACE satellite data. *Hydrogeology Journal*, 19(4), 741-755.
- Hugot, G. (1977). *Un secteur du quaternaire lacustre mauritanien: Tichitt (Aouker) ; éléments pour servir à une étude géomorphologique*. Mémoires de l'Institut

- Mauritanien de la Recherche Scientifique. Institut mauritanien de la recherche scientifique, (190 p).
- Huneau, F., Dakouré, D., Celle-Jeanton, H., Vitvar, T., Ito, M., Traore, S., Compaore, N. F., et al. (2011). Flow pattern and residence time of groundwater within the south-eastern Taoudeni sedimentary basin (Burkina Faso, Mali). *Journal of Hydrology*, 409(1–2), 423-439.
- Illy, P. (1973). *Etude hydrogéologique de la vallée du fleuve Sénégal*. (Projet hydro agricole du bassin du fleuve Sénégal No. 65061) (p. 163). Dakar: OMVS.
- Jacon, G. (1965). *Etude de la baisse moyenne des nappes libres en Mauritanie, 1960-1964* (Rapport Technique) (p. 19). France: ORSTOM.
- Jahiel, M. (1992). *Projet Palmeraie Diffa, station I.N.R.A.N de Kojimeri* (Rapport Technique) (p. 23). Niger: Ministère de l'agriculture et de l'élevage.
- Jyrkama, M. I., & Sykes, J. F. (2007). The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the grand river watershed (Ontario). *Journal of Hydrology*, 338(3–4), 237-250.
- Kakiuchi, M., & Matsuo, S. (1979). Direct measurements of D/H and 18O/16O fractionation factors between vapor and liquid water in the temperature range from 10 to 40°C. *Geochimical Journal*, 13, 307-311.
- Khanzada, A. N., Morris, J. D., Ansari, R., Slavich, P. G., & Collopy, J. J. (1998). Groundwater uptake and sustainability of Acacia and Prosopis plantations in Southern Pakistan. *Agricultural Water Management*, 36(2), 121-139.
- Klosko, S., Rowlands, D., Luthcke, S., Lemoine, F., Chinn, D., & Rodell, M. (2009). Evaluation and validation of mascon recovery using GRACE KBRR data with independent mass flux estimates in the Mississippi Basin. *Journal of Geodesy*, 83(9), 817-827.
- Landon, M. K., Rus, D. L., & Harvey, F. E. (2001). Comparison of instream methods for measuring hydraulic conductivity in sandy streambeds. *Ground water*, 39(6), 870-885.
- Langmuir, D. (1997). *Aqueous environmental geochemistry* (Water chemistry; Environmental geochemistry.). Prentice Hall (Upper Saddle River, N.J.), (600 p).
- Le Barbé, L., Lebel, T., & Tapsoba, D. (2002). Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90. *Journal of Climate*, 15(2), 187-202.
- Le Gal La Salle, C., Marlin, C., Leduc, C., Taupin, J. D., Massault, M., & Favreau, G. (2001). Renewal rate estimation of groundwater based on radioactive tracers (3H, 14C) in an unconfined aquifer in a semi-arid area, Iullemeden Basin, Niger. *Journal of Hydrology*, 254(1–4), 145-156.
- Lebel, T., & Ali, A. (2009). Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990–2007). *Journal of Hydrology*, 375(1–2), 52-64.
- Leblanc, M., Favreau, G., Tweed, S., Leduc, C., Razack, M., & Mofor, L. (2007). Remote sensing for groundwater modelling in large semiarid areas: Lake Chad Basin, Africa. *Hydrogeology Journal*, 15(1), 97-100.

- Leblanc, M. J., Favreau, G., Massuel, S., Tweed, S. O., Loireau, M., & Cappelaere, B. (2008). Land clearance and hydrological change in the Sahel: SW Niger. *Global and Planetary Change*, *61*(3–4), 135-150.
- Leblanc, M. J., Tregoning, P., Ramillien, G., Tweed, S. O., & Fakes, A. (2009). Basin-scale, integrated observations of the early 21st century multiyear drought in southeast Australia. *Water Resources Research*, *45*(4), W04408.
- Leduc, C. (2003). *Dynamiques hydrologiques en milieu semi-aride* (Habilitation à Diriger des Recherches). Université de Montpellier II, (81 p). France.
- Leduc, C., Sabljak, S., Taupin, J. D., Marlin, C., & Favreau, G. (2000). Estimation de la recharge de la nappe quaternaire dans le Nord-Ouest du bassin du lac Tchad (Niger oriental) à partir de mesures isotopiques. *C.R Acad. Sci. Paris*, *330*(5), 355-361.
- Leduc, C., Salifou, O., & Leblanc, M. (1998). Evolution des ressources en eau dans le département de Diffa (bassin du lac Tchad, sud-est nigérien). *IAHS-AISH publication* (p. 281-288). Présenté à Water resources variability in Africa during the XXth century. International conference, International Association of Hydrological Sciences.
- Leduc, C., & Taupin, J. D. (1997). Hydrochimie et recharge de la nappe phréatique du Continental Terminal (Niamey-Niger). *IAHS*, *244*, 325-243.
- Leprun, J. C. (1971). Nouvelles observations sur les formations dunaires sableuses fixées du Ferlo nord-occidental (Sénégal). *ASEEQUA*, (31-32), 69-78.
- Leroux, M. (1991). La spécificité climatique des montagnes sahariennes. *Revue de géographie alpine*, *79*(1), 23-42.
- Lézine, A. M., Hély, C., Grenier, C., Braconnot, P., & Krinner, G. (2011). Sahara and Sahel vulnerability to climate changes, lessons from Holocene hydrological data. *Quaternary Science Reviews*, *30*(21-22), 3001-3012.
- Lézine, A.M., & Casanova, J. (1989). Pollen and hydrological evidence for the interpretation of past climates in tropical west Africa during the holocene. *Quaternary Science Reviews*, *8*(1), 45-55.
- Li, X. R., Ma, F. Y., Xiao, H. L., Wang, X. P., & Kim, K. C. (2004). Long-term effects of revegetation on soil water content of sand dunes in arid region of Northern China. *Journal of Arid Environments*, *57*(1), 1-16.
- Lihe, Y., Guangcai, H., Zhengping, T., & Ying, L. (2010). Origin and recharge estimates of groundwater in the ordos plateau, People's Republic of China. *Environmental Earth Sciences*, *60*(8), 1731-1738.
- Liu, G., Wang, Y., Zhang, Y., & Song, T. (2009). Application of chloride profile and water balance methods in estimating groundwater recharge in Luanjing Irrigation Area, Inner Mongolia. *Hydrological Sciences Journal*, *54*(5), 961-973.
- Llubes, M., Lemoine, J.M., & Rémy, F. (2007). Antarctica seasonal mass variations detected by GRACE. *Earth and Planetary Science Letters*, *260*(1–2), 127-136.

- Longuevergne, L., Scanlon, B.-R., & Wilson, C.-R. (2010). GRACE Hydrological estimates for small basins: Evaluating processing approaches on the High Plains Aquifer, USA. *Water Resources Research*, 46(11), W11517.
- Lubès-Niel, H., Masson, J. M., Servat, E., Paturel, J. E., Kouame, B., & Boyer, J. . (1994). *Caractérisation de fluctuations dans une série chronologique par application de tests statistiques. Etude bibliographique* (No. 3). Programme ICCARE. Montpellier: ORSTOM.
- Lucio, P. S., Molion, L. C. B., Conde, F. C., & de Melo, M. L. D. (2012). A study on the west Sahel rainfall variability: The role of the intertropical convergence zone (ITCZ). *African Journal of Agricultural Research*, 7(14), 2096-2013.
- Ma, Q., Wang, J., & Zhu, S. (2007). Effects of precipitation, soil water content and soil crust on artificial Haloxylon ammodendron forest. *Acta Ecologica Sinica*, 27(12), 5057-5067.
- MacDonald, A. M., Calow, R. C., MacDonald, D. M. J., Darling, W. G., & Dochartaig, . É. Ó. (2009). What impact will climate change have on rural groundwater supplies in Africa? *Hydrological Sciences Journal*, 54(4), 690-703.
- Martin-Rosales, W., & Leduc, C. (2003). Dynamiques de vidange d'une mare temporaire au Sahel : l'exemple de Banizoumbou (Sud-Ouest du Niger). *Comptes Rendus Geoscience*, 335(5), 461-468.
- Massuel, S., Cappelaere, B., Favreau, G., Leduc, C., Lebel, T., & Vischel, T. (2011). Integrated surface water-groundwater modelling in the context of increasing water reserves of a regional Sahelian aquifer. *Hydrological Sciences Journal*, 56(7), 1242-1264.
- Michel, P. (1973). *Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie: étude géomorphologique* (Thèse de doctorat). Université de Paris, (753 p). France.
- Michel, P., Barusseau, J. P., Richard, J. F., & Sall, M. (1993). *L'après-barrages dans la vallée du Sénégal modifications hydrodynamiques et sédimentologiques: conséquences sur le milieu et les aménagements hydro-agricoles. Résultats des travaux du projet C.A.M.P.U.S. 1989-1992*. Perpignan: Presses universitaires de Perpignan.
- Michel, P., & Durand, J. H. (1978). La vallée alluviale du Sénégal (Afrique de l'ouest). Relations géomorphologie - sols - aptitudes culturales et leur cartographie au 1/50 000. *CATENA*, 5(2), 213-225.
- Michel, P., & Sall, M. (1984). Dynamique des paysages et aménagement de la vallée alluviale du Sénégal. *Le développement rural en questions: paysages, espaces ruraux, systèmes agraires Maghreb -Afrique noire-Mélanésie*, Mémoires ORSTOM (p. 89-109). Paris: ORSTOM.
- Miskovsky, J. C., Saos, J. L., & Bonkel, A. (1991). Paléohydrologie et paléoclimatologie des bassins endoréiques du sud de la Mauritanie depuis 18 000 B.P. *Bull. Soc. Géol. France*, 162(6), 1141-1150.
- Missimer, T. M., Drewes, J. E., Amy, G., Maliva, R. G., & Keller, S. (2012). Restoration of Wadi Aquifers by Artificial Recharge with Treated Waste Water. *Ground Water*, 50(4), 514-527.

- Mohamed, O. S. K. (2004). *Vulnérabilité des eaux et des sols de la rive droite du fleuve Sénégal en Mauritanie: étude en laboratoire du comportement de deux pesticides* (Thèse de doctorat). Université de Limoges, (159 p). France.
- Mohamed Val, A. (1996). *Contribution à l'étude bioclimatique, biopédologique, floristique et ethnobotanique de la flore ligneuse et subligneuse de la zone du lac de R'kiz, Mauritanie* (Thèse de doctorat). Université de Cheikh Anta Diop, (189 p). Sénégal.
- Montoroi, J. P. (1997). Conductivité électrique de la solution du sol et d'extraits aqueux de sol. Application à un sol sulfaté acide salé de Basse-Casamance (Sénégal). *Etude et Gestion des Sols*, 4(4), 279-298.
- Moustadraf, J., Razack, M., & Sinan, M. (2008). Evaluation of the impacts of climate changes on the coastal Chaouia aquifer, Morocco, using numerical modeling. *Hydrogeology Journal*, 16(7), 1411-1426.
- Mulitza, S., Prange, M., Stuut, J. B., Zabel, M., von Dobeneck, T., Itambi, A. C., Nizou, J., et al. (2008). Sahel megadroughts triggered by glacial slowdowns of Atlantic meridional overturning. *Paleoceanography*, 23(PA4206), 1-11.
- Ngounou Ngatcha, B., Mudry, J., Arnyosy, J. F., & Naah, E. (2007). Apport de la géologie, de l'hydrogéologie et des isotopes de l'environnement à la connaissance des «nappes en creux» du Grand Yaéré (Nord Cameroun). *Journal of Water Science*, 20(1), 29-43.
- Njitchoua, R., & Ngounou Ngatcha, B. (1997). Hydrogeochemistry and environmental isotope investigations of the North Diamaré Plain, northern Cameroon. *Journal of African Earth Sciences*, 25(2), 307-316.
- OCDE, 2002. (2002). *Gérer l'économie localement en Afrique - Evaluation et prospective de l'économie locale* (Rapport général). L'économie locale de SEGOU (p. 150). Mali: Ministère des Affaires Etrangères des Pays-Bas.
- Ogle, K., & Reynolds, J. F. (2004). Plant responses to precipitation in desert ecosystems: integrating functional types, pulses, thresholds, and delays. *Oecologia*, 141(2), 282-294.
- Olivry, J. C., Chouret, A., Vuillaume, G., Lemoalle, J., & Bricquet, J. P. (1996). *Hydrologie du lac Tchad*. Monographies hydrologiques. France: ORSTOM.
- Onugba, A. (1990). *Contribution à la connaissance des systèmes aquifères de la Haute Bénoué (Nigeria): étude hydrochimique et isotopique de zones témoins du socle et du sédimentaire: vulnérabilité des forages à la pollution*. (Thèse de doctorat). Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, (203 p). France.
- Otieno, D. O., Schmidt, M. W. T., Kinyamario, J. I., & Tenhunen, J. (2005). Responses of *Acacia tortilis* and *Acacia xanthophloea* to seasonal changes in soil water availability in the savanna region of Kenya. *Journal of Arid Environments*, 62(3), 377-400.
- Ould EL-Joud, M. Y. (1998). *Gestion durable des ressources en eau du bassin sud-ouest mauritanien: géologie, hydrogéologie et modélisation*. (Thèse de doctorat). Université de Nice-Sophia Antipolis, (250 p). France.

- Ould Jiddou, M. (2005). *Caractérisations hydrologique et hydrogéologique du sud-ouest mauritanien: Apport de l'analyse des données géophysiques: Diagnostic et gestion conjointe des ressources en eaux superficielles et souterraines* (Thèse de doctorat). Université d'Angers, (180 p). France.
- Ould Sabar, M. S. (2001). *Structure, mécanisme et projet d'aménagement futur de la Sebkhha Ndghamcha (Mauritanie)*. (Thèse de doctorat). Université de Nice Sophia Antipolis, (169 p). France.
- Ozer, P. (2000). *Les lithométéores en région sahélienne: un indicateur climatique de la désertification* (Thèse de doctorat). Université de Liège, (312 p). Belgique.
- Paloc, H. (1962). *Carte hydrogéologique du bassin sud-ouest mauritanien au 1/ 500 000 et notice explicative d'après les travaux d'Elouard (1959)* (p. 34). Dakar: BRGM.
- Petit, O. (2004). La surexploitation des eaux souterraines : enjeux et gouvernance. *Natures Sciences Sociétés*, 12(2), 146-156.
- Pettitt, A. N. (1979). A Non-Parametric Approach to the Change-Point Problem. *Journal of the Royal Statistical Society. Series C (Applied Statistics)*, 28(2), 126-135.
- Pitte, J. R. (1975). La sécheresse en Mauritanie. *Annales de Géographie*, 84(466), 641-664.
- Pulido-Bosch, A., Andreu, J., Estévez, A., & Ayanz, J. (1998). Zonation hydrogéochimique verticale dans l'aquifère karstique du Cid (Alicante, Espagne). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 326(6), 421-426.
- Ramillien, G., Cazenave, A., & Brunau, O. (2004). Global time variations of hydrological signals from GRACE satellite gravimetry. *Geophysical Journal International*, 158(3), 813-826.
- Ramillien, G., Frappart, F., Cazenave, A., & Guntner, A. (2005). Time variations of land water storage from an inversion of 2 years of GRACE geoids. *Earth and Planetary Science Letters*, 235(1-2), 283-301.
- Rodell, M., Chen, J., Kato, H., Famiglietti, J., Nigro, J., & Wilson, C. (2007). Estimating groundwater storage changes in the Mississippi River basin (USA) using GRACE. *Hydrogeology Journal*, 15(1), 159-166.
- Sanlaville, S. (1997). Les Changements dans l'environnement au Moyen-Orient de 20 000 BP à 6 000 BP. *Paléorient*, 23(2), 249-262.
- SASIF. (1978). *Marché d'Exécution de 36 forages d'exploitation* (Rapport Technique) (p. 90). Dakar: Société Africaine de Sondages Injections Forages.
- Scanlon, B. R. (2004). Evaluation of methods of estimating recharge in semiarid and arid regions in the southwestern US. *Water Science and Application*, 9, 235-254.
- Scanlon, B. R., Healy, R. W., & Cook, P. (2002). Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 18-39.

- Scanlon, B. R., Keese, K. E., Flint, A. L., Flint, L. E., Gaye, C. B., Edmunds, W. M., & Simmers, I. (2006). Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, 20(15), 3335-3370.
- Scanlon, B. R., Langford, R. P., & Goldsmith, R. S. (1999). Relationship between geomorphic settings and unsaturated flow in an arid setting. *Water Resources Research*, 35(4), 983-999.
- Scanlon, B. R., Longuevergne, L., & Long, D. (2012). Ground referencing GRACE satellite estimates of groundwater storage changes in the California Central Valley, USA. *Water Resources Research*, 48(4), W04520.
- Schmidt, R., Schwintzer, P., Flechtner, F., Reigber, C., Güntner, A., Döll, P., Ramillien, G., et al. (2006). GRACE observations of changes in continental water storage. *Global and Planetary Change*, 50(1-2), 112-126.
- Schoeller, H. (1963). La classification géochimique des eaux. *Assem. Int. Assoc. Hydrol. Sci.*, (64), 16-24.
- Seméga, B. M. (1995). *Intéraction physico-chimiques des eaux de la nappe cotière du Trarza à Idini et long du littoral sud* (Thèse de doctorat). Université de Nice-Sophia Antipolis, (235 p). France.
- Service du Génie Rural. (1964). *Rapport de synthèse explicant et interprétant les mesures périodiques de niveaux piézométriques effectuées entre mai 1960 et juin 1964 dans le sud-ouest mauritanien, vallée du fleuve-lac R'kiz-lac Aleg* (Rapport de synthèse) (p. 27). Mauritanie: Ministère de Développement.
- Sharda, V. N., Kurothe, R. S., Sena, D. R., Pande, V. C., & Tiwari, S. P. (2006). Estimation of groundwater recharge from water storage structures in a semi-arid climate of India. *Journal of Hydrology*, 329(1-2), 224-243.
- Sivakumar, M. V. K., & Hatfield, J. L. (1990). Spatial variability of rainfall at an experimental station in Niger, West Africa. *Theoretical and Applied Climatology*, 42(1), 33-39.
- Sophocleous, M. (2002). Interactions between groundwater and surface water: the state of the science. *Hydrogeology Journal*, 10(1), 52-67.
- Sultan, B., Servat, E., Maley, J., & Mahe, G. (2001). Interrelations entre les forêts tropicales et la variabilité climatique: une synthèse des études récentes. *Sécheresse*, 12(4), 221-229.
- Taibi, A. N., Gassani, J., Elghadi, A. V., Ballouche, A., Moguedet, G., Ould Baba, M. L., & Ould Jiddou, M. (2005). Diagnostic de la dynamique des ressources hydriques de surface et des processus de « désertifications » du lac d'Aleg et de son bassin versant (Brakna, Mauritanie) par télédétection multidata. *Télédétection*, 5(1-2-3), 123-137.
- Taupin, J. D. (1997). Caractérisation de la variabilité spatiale des pluies aux échelles inférieures au kilomètre en région semi-aride (région de Niamey, Niger). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science*, 325(4), 251-256.

- Taupin, J. D., Gaultier, G., Favreau, G., Leduc, C., & Marlin, C. (2002). Variabilité isotopique des précipitations sahéniennes à différentes échelles de temps à Niamey (Niger) entre 1992 et 1999: implication climatique. *Comptes Rendus Geoscience*, 334(1), 43-50.
- Toupet, C. (1983). L'eau et l'espace au Sahel: l'exemple de la Mauritanie. *Revue de géographie de Lyon*, 58(3), 277-285.
- Toupet, C., Laclavere, G., & Monod, T. (1977). *Atlas de la république islamique de Mauritanie* (Vol. 3). Jeune Afrique.
- Trabelsi, R., Zaïri, M., Smida, H., & Ben Dhia, H. (2005). Salinisation des nappes côtières : cas de la nappe nord du Sahel de Sfax, Tunisie. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(5), 515-524.
- Travi, Y., Gac, J. Y., Fontes, J. C., & Fritz, B. (1987). Reconnaissance chimique et isotopique des eaux de pluie au Sénégal. *Géodynamique*, 2(1), 43-53.
- Tricart, J. (1955). Nouvelles observations sur les sebkhas de l'Aftout es-Saheli mauritanien et du delta du Sénégal. *Gemorph. Dynam.*, 6(4), 177-187.
- Valentin, C. (1994). Sécheresse et érosion au Sahel. *Science et changements planétaires / Sécheresse*, 5(3), 191-198.
- Vernet, R. (1993). *Préhistoire de la Mauritanie* (Centre Culturel Français de Nouakchott.), (427 p). Paris: Sépia.
- Vernet, R., & Tous, P. (2004). Les amas coquillers de Mauritanie occidentale et leur contexte paléoenvironnemental (VIIe-IIe millénaires BP). *Préhistoire Anthropologie Méditerranéennes*, (13), 55-69.
- Vogt, T., Hoehn, E., Schneider, P., Freund, A., Schirmer, M., & Cirpka, O. A. (2010). Fluctuations of electrical conductivity as a natural tracer for bank filtration in a losing stream. *Advances in Water Resources*, 33(11), 1296-1308.
- Wada, Y., Van Beek, L. P. H., van Kempen, C. M., Reckman, J. W. T. M., Vasak, S., & Bierkens, M. F. P. (2010). Global depletion of groundwater resources. *Geophysical Research Letters*, 37(20), L20402.
- Walvoord, M. A., Plummer, M. A., Phillips, F. M., & Wolfsberg, A. V. (2002). Deep arid system hydrodynamics 1. Equilibrium states and response times in thick desert vadose zones. *Water Resources Research*, 38(12), 1308.
- Wang, X. P., Berndtsson, R., Li, X. P., & Kang, E. S. (2004). Water balance change for a re-vegetated xerophyte shrub area. *Hydrological Sciences Journal*, 49(2), 283-295.
- Westhoff, M. C., Bogaard, T. A., & Savenije, H. H. G. (2011). Quantifying spatial and temporal discharge dynamics of an event in a first order stream, using distributed temperature sensing. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 15(6), 1945-1957.
- Winter, T. C. (1999). Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*, 7(1), 28-45.
- Woessner, W. W. (2000). Stream and Fluvial Plain Ground Water Interactions: Rescaling Hydrogeologic Thought. *Ground Water*, 38(3), 423-429.
- Wood, W. W. (1999). Use and misuse of the chloride-mass balance method in estimating ground water recharge. *Ground Water*, 37(1), 2-3.

- Wood, W. W., Rainwater, K. A., & Thompson, D. B. (1997). Quantifying Macropore Recharge: Examples from a Semi-Arid Area. *Ground Water*, 35(6), 1097–1106.
- Zafar, A., Uriel, S., David, N., & Robin, W. (2005). *L'évaluation des écosystèmes pour le Millénaire* (Synthèse sur la désertification) (p. 36). Washington, DC: World Resources Institut.
- Zuppi, G. M., & Sacchi, E. (2004). Hydrogeology as a climate recorder: Sahara–Sahel (North Africa) and the Po Plain (Northern Italy). *Global and Planetary Change*, 40(1–2), 79-91.

ANNEXES

ANNEXES

Annexe I.1

Test de Pettitt

Le test de Pettitt est non-paramétrique et dérive du test de Mann-Whitney (Pettitt, 1979). L'absence d'une rupture dans la série (x_i) de taille N constitue l'hypothèse nulle.

Pettitt définit la variable U_t, N :

$$U_{t,N} = \sum_{i=1}^t \sum_{j=t+1}^N D_{ij}$$

Où

$D_{ij} = \text{sgn}(X_i - X_j)$ avec $\text{sgn}(Z) = 1$ si $Z > 0$, 0 si $Z = 0$ et -1 si $Z < 0$

Il propose de tester l'Hypothèse nulle en utilisant la statistique K_N définie par le maximum en valeur absolue de $U_{t,N}$ pour t variant de 1 à $N-1$.

A partir de la théorie des rangs, Pettitt montre que si k désigne la valeur de K_N prise sur la série étudiée, sous l'hypothèse nulle, la probabilité de dépassement de la valeur k est donnée approximativement par:

$$\text{Prob}(K_N > k) \approx 2 \exp(-6 k^2 / (N^3 + N^2))$$

Pour un risque α de première espèce donné, si la probabilité de dépassement estimée est inférieure à α , l'hypothèse nulle est rejetée. La série comporte alors une rupture localisée au moment t où est observé K_N .

Annexe III.1 Les sites d'échantillonnage et les données de mesure des paramètres physico-chimique et hydrodynamique

Ref.	Date	Lieu	Type ⁽¹⁾	Lat.	Long.	Prof ⁽²⁾ (m)	pH	T	CE ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)	
				°Nord	°Ouest			(°C)		
<i>Eaux souterraines</i>										
1	mars-10	Legdem Tenyeder	P.V.	16,68	15,70	7,20	6,76	29,9	1361	
	oct.-10						7,20	7,09	30,9	875
	avr.-11						6,35	6,30	26,9	1370
	oct.-11						6,48	6,78		1103
	mai-12						6,44			1213
2	mars-10	Tweinekt	P.P.	16,71	15,64	10,00	6,93	32,5	1005	
	oct.-10						9,50	7,83	31,0	968
	avr.-11						9,57	6,58	28,2	1180
	oct.-11						10,20	6,69		902
	mai-12						9,64			1101
3	mars-10	El Kharesse	P.P.	16,77	15,60	13,50	6,54	32,5	637	
	oct.-10						13,75	6,74	32,0	474
	avr.-11						8,70	6,59	28,3	950
	oct.-11						15,03	6,25		746
	mai-12						13,73			1081
4	mars-10	El Ghoure	P.P.	16,81	15,44	9,50	7,69	32,9	1627	
	oct.-10						9,55	7,64	32,8	1251
	avr.-11						9,40	6,95	29,8	2120
	oct.-11						11,00	7,35		1889
	mai-12						8,61			2650
5	mars-10	Ain Rahma	P.V.	16,81	15,42	8,60	7,49	32,0	26000	
	oct.-10						9,00	7,28	32,0	17350
	avr.-11						9,13	7,25	29,2	29320
	oct.-11						9,30	7,45		24600
	mai-12						9,41			23900
7	mars-10	R'Kiz	P.V.	16,92	15,25	14,50	8,18	28,9	1917	
	oct.-10						14,86	7,30	33,2	1415
	avr.-11						14,92	7,58	30,2	2121
	oct.-11						15,06	7,57		1935
8	mars-10	Idini -F14	F	17,91	15,42	74,16	7,34	33,0	1338	
	oct.-10									
9	mars-10	Idini -F43	F	17,92	15,40	105,00	7,69	32,7	392	
	oct.-10							7,91	32,9	266
	avr.-11							7,22	32,0	400
	oct.-11							7,42		387
10	mars-10	Idini	Pz	17,93	15,39	41,49	n.d.	33,5	685	
11	mars-10	Idini F33	F	17,93	15,43	111,68	7,49	33,3	332	
	oct.-10							7,49	33,3	332
	avr.-11							7,27		440
	oct.-11							7,44		341

Annexe III.1 (suite)

Ref.	Date	Lieu	Type ⁽¹⁾	Lat.	Long.	Prof ⁽²⁾ (m)	pH	T	CE ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)
				°Nord	°Ouest			(°C)	
12	mars-10	Idini F06	F	17,93	15,45	93,06	7,27	32,9	1114
	oct.-10							755	
	avr.-11							610	
	oct.-11							610	
13	mars-10	Nebakia	P.V.	17,56	15,45	57,72	7,64	31,2	1321
	oct.-10							856	
	avr.-11							1460	
	oct.-11							1113	
	mai-12							1534	
14	mars-10	Idini G4	Pz	17,90	15,48	32,00	6,05	32,8	763
	oct.-10							640	
	avr.-11							2170	
	oct.-11							764	
	mai-12								
15	mars-10	Idini PSE 4'	Pz	17,94	15,43	29,57	9,55	33,3	11550
	oct.-10							7370	
	avr.-11							11480	
	oct.-11							9600	
	mai-12								
16	mars-10	Hassi El Bagra	Pz	17,97	15,55	24,14	9,33	32,1	2625
	oct.-10							1760	
	avr.-11							2180	
	oct.-11							1760	
	mai-12							1706	
17	mars-10	Mata Moulana	P.P.	17,33	15,13	14,82	8,21	26,2	961
	oct.-10							198	
	avr.-11							690	
	oct.-11							706	
	mai-12							967	
18	mars-10	Mata Moulana	P.V.	17,31	15,15	54,28	7,99	31,6	1140
	oct.-10							739	
	avr.-11							1350	
	oct.-11							821	
	mai-12							930	
19	mars-10	Tembouali	P.P.	17,30	15,21	53,99	7,07	33,1	356
	oct.-10							293	
	avr.-11							410	
	oct.-11							396	
	mai-12							491	
20	mars-10	Tethreret	P.P.	17,23	15,24	52,67	7,09	33,0	512
	oct.-10							418	
	avr.-11							600	
	oct.-11							561	
	mai-12							631	

Annexe III.1 (suite)

Ref.	Date	Lieu	Type ⁽¹⁾	Lat.	Long.	Prof ⁽²⁾ (m)	pH	T	CE ($\mu\text{S.cm}^{-1}$)	
				°Nord	°Ouest			(°C)		
21	oct.-10	Tethreret	F	17,23	15,24	n.d.	7,58	29,1	249	
	oct.-10						7,58	29,1	249	
	avr.-11						7,01	30,6	400	
	oct.-11						7,21		332	
22	mars-10	Bareyna	F	17,18	15,19	55,00	7,10	34,6	258	
	oct.-10					55,00	7,14	29,4	266	
	avr.-11					54,79	6,85	31,2	280	
	oct.-11					54,93	6,77		353	
	mai-12					54,78				
23	mars-10	Zemzem	P.P.	16,98	15,42	35,05	7,22	33,0	301	
	oct.-10					35,20	7,11	30,7	228	
	avr.-11					33,15	6,66	33,9	350	
	oct.-11					35,10	6,94		298	
	mai-12					33,10			363	
24	mars-10	Zemzem	P.V.	17,02	15,47	35,32	6,81	33,4	219	
	oct.-10					36,0	7,05	30,6	219	
	avr.-11						6,52	33,1	330	
	oct.-11					35,48	6,55		358	
	mai-12					36,53			449	
25	mars-10	Zhar	P.V.	16,95	15,61	28,64	7,25	32,7	203	
	oct.-10					36,85	7,43	29,8	183	
	avr.-11									
	oct.-11									
	mai-12					37,76			249	
25B	mars-10	Mederdra	P.V.	16,85	15,71	21,14	6,78	32,4	634	
	oct.-10					21,00	6,56	31,2	384	
	avr.-11									
	oct.-11									
	mai-12					21,25			749	
26	mars-10	Kraalahmar	F	16,80	15,75	n.d.	4,16	n.d.	383	
	oct.-10									
	avr.-11							3,89		400
	oct.-11									
	mai-12									662
27	mars-10	Kraalahmar	P.V.	16,80	15,74	15,43	6,76	30,7	576	
	oct.-10					15,35	6,75	31,3	469	
	avr.-11					15,41	6,06	30,9	670	
	oct.-11									
	mai-12					15,28			1769	
28	mars-10	R Kaiwat 2	P.V.	16,55	15,64	3,11	7,28	25,4	1284	
29	mars-10	R Kaiwat 5	P.V.	16,55	15,64	3,11	7,64	25,6	555	
30	mars-10	Sokans	P.V.	16,62	15,51	11,15	6,02	30,2	469	
	oct.-10					10,90	6,13	31,3	397	
	avr.-11					11,42	5,89	29,6	583	
	oct.-11					11,50	5,77		446	
	mai-12					11,61			556	

Annexe III.1 (suite)

Ref.	Date	Lieu	Type ⁽¹⁾	Lat.	Long.	Prof ⁽²⁾ (m)	pH	T	CE ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)
				°Nord	°Ouest			(°C)	
32	oct.-10	Sokans 2	P.V.	16,66	15,49	7,00	7,16	32,3	237
	oct.-10					6,65	7,37	31,5	294
	avr.-11					7,17	6,21	30,7	410
	oct.-11					7,22	6,73		338
	mai-12					7,28			427
34	mars-10	Puits peul	P.V.	16,71	15,45	2,00	7,62	29,4	128
35	mars-10	Nassre village	P.V.	16,71	15,43	3,77	3,41	29,3	8170
	oct.-10					3,44	4,38	33,3	4770
	avr.-11					3,00	3,10	28,6	7535
	oct.-11					3,52	4,53		7740
	mai-12								
36	mars-10	El Bahr	P.V.	16,70	15,43	10,51	7,16	31,6	36000
	oct.-10					10,00	7,13	32,3	4200
	avr.-11					10,42	7,42	30,6	
	oct.-11					10,47	7,65		28900
	mai-12					10,58			21800
37	mars-10	Km 15 Rosso-Tigu	P.V.	16,58	15,88	13,00	6,70	27,1	999
38	mars-10	km 15 Rosso-Tigu	P.V.	16,59	15,88	12,55	7,26	26,6	645
	oct.-10					13,10		27,9	382
	avr.-11					13,31	6,54	30,4	602
	oct.-11					13,40	7,09		497
	mai-12					13,45			588
39	mars-10	El Aïdine	P.V.	16,60	15,89	16,50	7,60	25,7	489
	oct.-10					17,30	8,33	28,5	333
	avr.-11								
	oct.-11								
	mai-12					17,50			476
40	mars-10	Km 17 Rosso-Tigu	P.V.	16,61	15,90	8,50	7,38	25,7	2654
	oct.-10					7,20	7,66	27,5	1780
	avr.-11					7,35	6,54	29,3	2760
	oct.-11					7,52	7,35		2360
	mai-12					7,34			3320
41	mars-10	Km 17 Rosso-Tigu	P.V.	16,61	15,90	9,00	7,97	25,6	578
	oct.-10					7,90	7,81	26,9	417
	avr.-11					7,39	7,23	28,0	734
	oct.-11					7,81	7,54		664
	mai-12					7,64			607
43	mars-10	Nwelki	P.V.	16,71	16,06	7,70	8,47	25,8	1013
	oct.-10					7,70	7,78	27,8	784
	avr.-11					7,70	7,10	25,6	1290
	oct.-11					7,73	7,58		965
	mai-12								1161

Annexe III.1 (suite)

Ref.	Date	Lieu	Type ⁽¹⁾	Lat.	Long.	Prof ⁽²⁾ (m)	pH	T	CE ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$)
				°Nord	°Ouest			(°C)	
44	mars-10	Tiguematine	P.V.	16,87	16,10	8,50	7,81	27,8	5210
	oct.-10							27,5	3770
	avr.-11							25,5	6080
	oct.-11								
	mai-12								6640
45	mars-10	Tiguematine	P.V.	16,88	16,10	14,50	8,10	28,8	1257
	oct.-10							32,2	840
	avr.-11							26,5	1832
	oct.-11							7,71	1592
	mai-12								1693
46	mars-10	Nteine	P.P.	16,91	16,12	2,00	7,55	29,7	1847
	oct.-10							29,9	1430
	avr.-11							27,7	2060
	oct.-11							6,50	1631
	mai-12								2150
47	mars-10	Elbechin	P.V.	16,97	16,10	6,45	7,66	30,2	2222
	oct.-10							29,2	1463
	avr.-11							27,5	2383
	oct.-11								
	mai-12								2320
48	mars-10	Weinina	P.V.	17,02	16,08	4,75	7,45	31,4	2099
	oct.-10							31,9	2126
	avr.-11							29,4	3304
	oct.-11							6,67	2720
	mai-12								2580
49	mars-10	Hssei Guerdans	P.V.	17,04	16,09	7,00	7,16	30,0	9300
	oct.-10								9360
	avr.-11							28,5	8930
	oct.-11							6,75	7810
	mai-12								7600
50	mars-10	Hssei Guerdans	P.V.	17,07	16,07	7,00	7,07	29,7	10730
51	mars-10	Boutavraouete	P.V.	17,07	16,07	3,00	5,37	29,2	1950
	oct.-10							31,3	1555
	avr.-11							28,7	2180
	oct.-11							4,21	1770
	mai-12								
52	mars-10	Boutavraouete	P.V.	17,12	16,06	17,50	6,60	30,0	428
	oct.-10							30,0	337
	avr.-11							28,9	552
	oct.-11							7,07	544
	mai-12								653
53	mars-10	Hssei Terka	P.V.	17,13	16,06	11,30	6,75	28,3	930
	oct.-10							29,5	824
	avr.-11							28,5	1324
	oct.-11							6,71	941
	mai-12								1122

Annexe III.1 (suite)

Ref.	Date	Lieu	Type ⁽¹⁾	Lat.	Long.	Prof ⁽²⁾	pH	T	CE
				°Nord	°Ouest	(m)		(°C)	
54	mars-10	Hssei Terka	P.P.	16,61	15,87	6,50	6,78	26,2	5290
	oct.-10					6,70	7,14	28,2	3500
	avr.-11					7,20	6,29	29,1	5792
	oct.-11					6,85	6,83		5010
	mai-12					6,98			5630
55	mars-10	BirElmoumnine	P.P.	16,63	15,86	9,20	7,10	28,5	764
	oct.-10					9,70	7,24	30,0	
	avr.-11					8,69	6,53	28,6	822
	oct.-11					9,87	7,26		826
	mai-12					9,94			798
56	mars-10	El khoumssane	P.P.	16,67	15,84	9,00	7,16	25,4	1052
	oct.-10								
	avr.-11					9,21	5,70	29,8	1030
	oct.-11					9,80			
	mai-12					9,24			
57	mars-10	Temgharet	P.P.	16,67	15,83	14,50	7,19	28,1	288
	oct.-10					16,00	7,43	30,7	220
	avr.-11					16,53	6,75	30,3	320
	oct.-11								
	mai-12								886
58	oct-10	Hassi Tourje	P.V.	16,85	15,37	10,34	7,39	31,4	826
59	avr.-11	El meissour	P.V.	17,12	15,92	27,40	6,82	29,1	254
60	oct.-10	Bid Elma	P.P.	17,61	15,11	57,72	7,17	30,5	206
	avr.-11					57,72	7,17	32,8	250
	oct.-11					61,75	7,18		261
62	avr.-11	Tged	P.P.	16,71	15,80	9,88	6,33	30,5	1680
	oct.-11					9,88	6,91		1226
63	avr.-11	Idini	P.P.	17,85	15,51	24,00	7,80	30,4	890
64	avr.-11	Cheiloub	P.P.	17,25	15,91	26,90	5,68	31,6	1610
65	avr.-11	Nimjat	P.P.	17,41	15,69	39,70	6,32	32,5	591
66	avr.-11	Tenewbek	P.P.	17,68	15,58	29,38	6,68	32,2	711
67	avr.-11	Tgueilila	P.P.	17,73	15,53	28,67	6,44	31,1	1772
68	avr.-11	Meymoune	P.P.	17,80	15,48	30,79	7,18	32,0	430
69	oct-11	Temours	P.V.	16,76	16,13	3,68	6,68	29,9	53
70	oct-11	SN	P.V.	16,76	16,13	4,88	6,61	29,9	532
71	oct-11	M'batar	P.P.	16,79	16,15	4,10	7,16	32,0	1354
72	oct-11	Gaza	P.V.	16,85	16,12	4,65	7,15	30,1	954
73	oct-11	Tenyega	P.P.	16,96	16,22	4,31	7,89	31,5	2827
74	oct-11	Zbar Village	P.P.	16,86	16,33	1,20	7,77	31,9	2066
75	oct-11	Naima	P.P.	16,87	16,28	1,85	7,41	31,0	12050
78	oct-11	Nktt-Tiguint	P.P.	17,55	16,02	1,02	7,42	28,6	6490

Annexe III.1 (suite)

Ref.	Date	Lieu	Type ⁽¹⁾	Lat.	Long.	Prof ⁽²⁾	pH	T	CE
				°Nord	°Ouest	(m)		(°C)	($\mu\text{S.cm}^{-1}$)
<i>de surface</i>									
6	mars-10	Lac R'kiz	E.S.	16,82	15,32	-	7,65	29,9	116
	oct.-10					-	6,86	36,0	67
	avr.-11					-	6,42	31,3	230
	oct.-11					-	6,42	30,2	230
31	mars-10	Sokans	E.S.	16,63	15,49	-	6,51	27,3	49
	oct.-11					-	6,32	30,6	57
33	ars-10	Sokans	E.S.	16,68	15,47	-	nd	32,8	53
	oct.-10								
76	oct.-11	Fleuve-rosso	E.S.	16,50	15,99	-	7,07	28,0	40
77	oct.-11	Fleuve-Diama	E.S.	16,52	16,27	-	7,35	28,0	40
80	oct.-10	fleuve-st luis	E.S.	16,11	16,50	-	n.d	29,0	13200
81	oct.-10	Fleuve-M'boyo	E.S.	16,11	16,51	-	n.d.	29,0	5300
82	oct-10	Océan	E.S.	16,86	16,34	-	7,65	32,7	44900

⁽¹⁾ P.P. : puits pastoral , P.V. : puits villageois, n.d: non déterminé, E.S: eau de surface

⁽²⁾ Profondeur du toit de la nappe par rapport à la margelle

Annexe III.1 (suite : suivi mensuel)

Ref.	Date	Lieu	Type ⁽¹⁾	Margelle (m)	long. °Ouest	lat. °Nord	Prof ⁽²⁾ (m)	CE mS.cm ⁻¹
N1	11/08/2011	N'kek	P.V	0,5	16,613	15,76	8,57	0,65
	13/08/2011						8,39	0,65
	15/08/2011						8,52	0,65
	19/08/2011						8,39	0,61
	22/08/2011						8,33	0,66
	24/08/2011						8,33	0,64
	22/09/2011						8,37	0,69
	24/09/2011						8,29	0,6
	26/09/2011						8,3	0,62
	01/10/2011							0,62
	05/10/2011							0,63
	08/10/2011						8,45	0,64
	10/10/2011							
	12/10/2011							0,6
	22/10/2011							0,62
	07/01/2012						8,56	0,65
	10/03/2012						8,53	0,61
	22/04/2012						8,61	0,64
	26/05/2012						8,49	0,63
	N2						11/08/2011	N'Kek
13/08/2011		6,9	12,94					
15/08/2011		6,88	12,9					
19/08/2011		6,89	12,83					
22/08/2011		6,89	12,67					
24/08/2011		6,85	12,76					
22/09/2011		6,75	11,92					
24/09/2011		6,74	11,95					
26/09/2011		6,77	12,13					
28/09/2011		6,77	12,12					
29/09/2011			12,1					
30/09/2011			12,09					
01/10/2011		6,74	12,21					
05/10/2011			11,99					
08/10/2011			11,96					
10/10/2011			12,11					
12/10/2011			10,99					
22/10/2011		6,83	10,81					
07/01/2012			11,94					
10/03/2012		6,5	16,55					
22/04/2012		17,76						

Annexe III.1 (suite : suivi mensuel)

Ref.	Date	Lieu	Type ⁽¹⁾	Margelle (m)	long. °Ouest	lat. °Nord	Prof ⁽²⁾ (m)	CE mS.cm ⁻¹
N3	11/08/2011	N'kek	P.V.	0,8	16,601	15,765	5,39	1,95
	13/08/2011						5,37	1,99
	15/08/2011						5,37	1,97
	19/08/2011						5,36	1,97
	22/08/2011						5,37	1,96
	24/08/2011						5,37	1,94
	22/08/2011						5,24	1,96
	24/09/2011						5,25	2,01
	26/09/2011						5,25	1,99
	28/09/2011							2
	29/09/2011						5,25	2,07
	01/10/2011							1,98
	05/10/2011							2
	07/10/2011						5,28	2,05
	08/10/2011							2
	10/10/2011							2,07
	12/10/2011							1,95
	14/10/2011							1,84
	07/01/2012						5,36	1,84
	16/02/2012						5,4	1,81
	10/03/2012						5,5	1,8
	22/04/2012						4,46	1,82
	26/05/2012						5,4	
L1	11/08/2011	Hssei Leeleyates	P.V.	0,9	16,574	15,798	6,27	0,47
	13/08/2011						6,31	0,47
	15/08/2011						6,11	0,43
	19/08/2011						6,31	0,46
	22/08/2011						6,17	0,43
	24/08/2011						6,26	0,67
	22/09/2011						6,15	0,65
	24/09/2011						6,1	0,66
	26/09/2011						6,35	0,63
	29/09/2011						6	0,63
	30/09/2011							0,61
	01/10/2011							0,61
	05/10/2011						5,58	0,64
	07/10/2011						6	0,62
	08/10/2011							0,62
	12/10/2011							0,71
	14/10/2011							0,59
	27/10/2011						6	0,71
	07/01/2012						6	0,85
	15/02/2012						6,06	0,56
	22/04/2012						6	0,48

Annexe III.1 (suite : suivi mensuel)

Ref.	Date	Lieu	Type ⁽¹⁾	Margelle (m)	long. °Ouest	lat. °Nord	Prof ⁽²⁾ (m)	CE mS.cm ⁻¹
L2	11/08/2011	Hssei Leeleyates	P.V.	0,63	16,586	15,797	7,49	
	13/08/2011						7,48	1,33
	15/08/2011						7,51	1,35
	19/08/2011						7,5	1,33
	22/08/2011						7,45	1,28
	24/08/2011						7,31	1,23
	22/09/2011						7,12	1,44
	24/09/2011						7,1	1,45
	26/09/2011						7,09	1,41
	29/09/2011							1,44
	30/09/2011							1,43
	01/10/2011							1,49
	05/10/2011							1,41
	07/10/2011							1,3
	08/10/2011							1,49
	12/10/2011							1,48
	14/10/2011							1,45
	27/10/2011							1,44
	07/01/2012							1,43
	15/02/2012							1,43
22/04/2012		1,42						
26/05/2012		1,44						
N4	13/08/2011	N'kek	P.V.	0	16,603	15,768	6,6	5,26
	15/08/2011						6,6	5,32
	19/08/2011						6,6	5,33
	22/08/2011						6,54	5,42
	24/08/2011						6,5	5,43
	22/09/2011						6,47	5,43
	24/09/2011						6,45	5,14
	26/09/2011						6,45	5,43
	28/09/2011							5,26
	29/09/2011							5,18
	30/09/2011							5,2
	01/10/2011							5,13
	05/10/2011							5,07
	07/10/2011							5,14
	12/10/2011							5,01
	14/10/2011							5,16
	07/01/2012							5,01
	10/03/2012							4,58
	22/04/2012							4,54
	26/05/2012							4,55

Annexe III.1 (suite : suivi mensuel)

Ref.	Date	Lieu	Type ⁽¹⁾	Margelle (m)	long. °Ouest	lat. °Nord	Prof ⁽²⁾ (m)	CE mS.cm ⁻¹
N5	13/08/2011	N'kek	P.V.	0,9	16,601	15,768	5,66	4,18
	15/08/2011						5,62	4,16
	19/08/2011						5,63	4,11
	22/08/2011						5,66	4,08
	24/08/2011						5,66	4,08
	22/09/2011						5,53	3,87
	24/09/2011						5,53	3,87
	26/09/2011						5,56	3,9
	28/09/2011							3,88
	29/09/2011						5,44	3,89
	30/09/2011							3,9
	01/10/2011							3,92
	05/10/2011						5,52	3,88
	07/10/2011						5,53	3,94
	08/10/2011							3,88
	10/10/2011							3,95
	14/10/2011						5,59	3,61
	22/10/2011							4
	07/01/2012						5,64	5,03
	16/02/2012						5,61	5,53
	10/03/2012						5,63	5,81
	22/04/2012						5,63	5,78
26/05/2012		5,03						
N8	13/08/2011	N'kek	P.V.	0	16,596	15,779	6,4	1,45
	15/08/2011						6,5	1,41
	19/08/2011						5,93	1,42
	22/08/2011						6,02	1,43
	24/08/2011						6	1,43
	22/09/2011						5,79	1,61
	24/09/2011						5,75	1,63
	26/09/2011						5,815	1,53
	29/09/2011							1,62
	30/09/2011							1,65
	01/10/2011							1,63
	05/10/2011						5,96	1,61
	07/10/2011							1,61
	08/10/2011							1,63
	12/10/2011							1,59
	14/10/2011							1,57
	07/01/2012						5,96	1,38
	12/02/2012						6	
	10/03/2012						6,03	1,35
	22/04/2012						6	1,33
	26/05/2012						6	1,37

Annexe III.1 (suite : suivi mensuel)

Ref.	Date	Lieu	Type ⁽¹⁾	Margelle (m)	long. °Ouest	lat. °Nord	Prof ⁽²⁾ (m)	CE mS.cm ⁻¹
N9	15/08/2011	N'kek	P.V.	0,83	16,609	15,759	6,12	1,42
	19/08/2011						6,12	0,93
	22/08/2011						6,08	1,54
	24/08/2011						6,12	1,6
	22/09/2011						6	1,69
	24/09/2011						6	1,62
	26/09/2011						5,99	1,65
	28/09/2011						6	1,55
	29/09/2011							1,54
	30/09/2011						6,04	1,55
	01/10/2011							1,52
	05/10/2011							1,52
	08/10/2011							1,48
	10/10/2011							1,21
	12/10/2011							1,42
	22/10/2011						6,09	1,08
	07/01/2012						6,17	1,25
	16/02/2012						6,1	1,21
	10/03/2012						6,3	1,18
	22/04/2012						6,37	1,15
26/05/2012		1						
N10	15/08/2011	N'kek	P.V.	1	16,606	15,765	7,61	1,33
	19/08/2011						7,62	1,32
	22/08/2011						7,64	1,33
	24/08/2011						7,6	1,32
	22/09/2011						7,75	1,43
	24/09/2011						7,48	1,43
	26/09/2011						7,52	1,44
	28/09/2011							1,45
	29/09/2011							1,4
	30/09/2011							1,37
	01/10/2011							1,42
	05/10/2011							1,4
	07/10/2011							1,41
	08/10/2011							1,39
	12/10/2011							1,4
	22/10/2011						7,56	1,13
	10/03/2012						8	
	22/03/2012						7,8	1,66
	22/04/2012							1,32
	26/05/2012							1,33

Annexe III.2 (suite)

Ref.	Date	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Br ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	δ ¹⁸ O	δ ² H	δ ¹³ C _{CID}	A ¹⁴ C	Age brut
						mg.L ⁻¹						‰ vs V-SMOW	‰ vs V-PDB	pMC	a BP
8	mars-10 oct.-10 avr.-11	61,00	194,63	0	323,96	1	101,11	29,25	15,03	134,89	-5,05	-36,69	-7,43	60,49±0,3	4200
9	mars-10 oct.-10 avr.-11 oct.-11	94,55 87,84	62,37 43,44	0,00 0,00	37,46 31,69	0,16	17,38 12,70	5,93 3,04	8,86 45,25	52,02 12,54	-5,29 -5,25 -4,87	-38,76 -38,47 -37,94			
10	mars-10	n.d.									-5,45	-38,71			
11	mars-10 oct.-10 avr.-11 oct.-11	79,30 91,50	50,22 55,97	0,71 0,00	40,51 31,95	0,18 0,24	24,79 30,21	6,86 6,70	6,14 40,62	32,03 7,02	-5,69 -5,36	-40,16 -38,46	-10,15	34,63±0,2	8800
12	mars-10 oct.-10 avr.-11 oct.-11	99,43 238,70	158,01 140,73	0,00 0,00	245,12 223,85	0,46 0,37	73,44 71,00	22,97 25,36	14,88 113,24	128,32 9,94	-4,97 -4,59 -4,90	-36,10 -35,58 -37,40	-10,94	93,31±0,3	600
13	mars-10 oct.-10 avr.-11 oct.-11 mai-12	124,44 176,90	312,60 270,56	19,07 0,00	43,18 42,83	0,52 0,55	98,68 77,80	17,15 16,58	22,66 107,23	137,19 19,82	-4,36 -4,75 -4,09	-33,62 -34,83 -29,57			
14	mars-10 oct.-10 avr.-11 oct.-11 mai-12	6,10 68,32	252,55 220,91	0,00 25,50	0,00 0,00	0,59 0,46	33,55 15,87	4,23 4,19	9,95 144,44	94,41 7,03	-4,97 -4,73 -4,38	-36,99 -35,43 -34,28			

Annexe III.2 (suite)

Ref.	Date	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Br ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	δ ¹⁸ O	δ ² H	δ ¹³ C _{CID}	A ¹⁴ C	Age brut
							mg.L ⁻¹				%o vs V-SMOW		%o vs V-PDB	pMC	a BP
<i>Eau de surface</i>															
6	mars-10	91,50	2,84	0,00	0,00		13,03	5,54	4,15	5,63					
	oct.-10	50,83	4,21				9,76	3,94	4,56	4,77					
	avr.-11														
	oct.-11														
31	mars-10										-0,63	-11,60			
	oct.-11										-3,69	-32,18			
33	ars-10										4,58	9,24			
	oct.-10										-3,56	-29,88			
76	oct.-11										-5,44	-39,12			
77	oct.-11										-5,62	-39,14			
80	oct.-10										-2,96	-22,17			
81	oct.-10										-3,40	-25,14			
82	oct-10										0,61	3,13			

⁽¹⁾ P.P. : puits pastoral , P.V. : puits villageois, n.d: non déterminé, E.S: eau de surface

⁽²⁾ Profondeur du toit de la nappe par rapport à la margelle

Annexe IV.1 Equations de calcul du fractionnement isotopique ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$) (*www.science.uottawa.ca/.../Table1x5.xls*)

	T°C	aa	a	b	c	$10^3 \ln a$	a	Range	Reference
$\delta^2\text{H}$									
								°C	
Water-vapour	25		24,844	-76,248	52,612	76	1,0793	0-100	Majzoub (1971)
"	25		2,408	64,55	-168	76	1,0785	10-40	Kakiuchi and Matsuo, 1979
Water-ice	0					19,3	1,0195	0	O'Neil (1968)
"	0					20,6	1,0208	0	Arnason (1969)
"	0					20,6	1,0208	0	Suzuoki and Kumura (1973)
Ice-vapour	0		24,844	-76,248	73,2	127	1,1355	0	Majzoub (1971) plus Arnason (1969)
Water vapour - hydrogen gas	100		0	467,6	-303,9	949	2,5836	100-200	Suess (1949)
"	25		13	389,61	-204,34	1249	3,4855	0-600	Bottinga (1969)
Water-hydrogen gas	25					1325	3,7620	0-100	Bottinga (1969) plus Majzoub (1971)
Methane-hydrogen gas	100		-8,949	181,264	-90,888	749	2,1156	100-600	Horibe and Craig (1975)
"	100		25	346	-223	884	2,4200	0-700	Bottinga (1969)
Water vapour-methane	25	6	-60	151	-38	20	1,0201	0-700	Bottinga (1969)
Water vapour-methane	25		-7,69	6,1	88,4	22	1,0226	10-250	Bottinga (1969)
Water-methane	25					99	1,1037	0-100	Bottinga (1969a) plus Majzoub (1971)
Water-H ₂ S	25		1	290,498	-127,9	858	2,3576	25-200	Galley et al. (1972)
Water-gypsum	25		0	2,1	-22	-15	0,9852	20-60	Fontes and Gonfiantini (1967b)
Water-horneblend	100		0	23,9	-7,9	164	1,1779	450-850	Suzuoki and Epstein (1976)
Water-biotite	100		0	21,3	2,8	156	1,1686	450-850	Suzuoki and Epstein (1976)
$\delta^{18}\text{O}$									
Water-vapour	25		1,137	-0,4156	-2,0667	9,3	1,0094	0-100	Majzoub (1971)
"	25		1,534	-3,206	2,644	9,1	1,0092	0-100	Bottinga and Craig (1969)
"	25		5,9702	-32,801	52,227	9,4	1,0094	10-40	Kakiuchi and Matsuo, 1979
Water-ice	0					3,1	1,0031	0	O'Neil (1968)
"	0					2,8	1,0028	0	Suzuoki and Kumura (1973)
Ice-vapour	0		1,137	-0,4156	1,0	14,7	1,0149	0	Majzoub (1971) plus O'Neil (1968)
CO ₂ -water	25		-0,0206	17,9942	-19,97	40,1	1,0410	0-100	Bottinga (1968)
Calcite-water	25		2,78	0	-2,89	28,4	1,0288	0-500	O'Neil, Clayton and Mayeda (1969)

Annexe IV.1 (suite)

	T°C	aa	a	b	c	$10^3 \ln a$	a	Range	Reference
CO ₂ -Calcite	25		-1,8034	10,611	-2,7798	12,5	1,0126	0-600	Bottinga, 1968
Dolomite-H ₂ O	50		3,2	0	-1,5	29,1	1,0296	200-800	Northrop and Clayton, 1966
Dolomite-Calcite	100		0,45	0	-0,4	2,8	1,0028	100-650	Sheppard and Schwarcz, 1970
Water-gypsum	25		0	2,3	-3,7	4,0	1,0040	20-60	Fontes (1965)
SO ₄ ²⁻ -water	25		3,25	0	-5,1	31,5	1,0320	0-500	Lloyd (1968)
"	25		2,88	0	-4,1	28,3	1,0287		McKenzie and Truesdell (1977)
"	25		2,88	0	-3,6	28,8	1,0292	110-200	Mizutani and Rafter (1969)
Anhydrite-water	100		3,88	0	-2,9	25,0	1,0253	100-575	Lloyd (1968)
SiO ₂ (amorph)-water	50		3,52	0	-4,350	29,4	1,0298	34-93	Kita et al., 1985
SiO ₂ (quartz)-water	50		1,9189	8,582	-18,977	26,0	1,0263	0-100	Kawabe, 1978
SiO ₂ (quartz)-water	200		3,55	0	-2,570	13,3	1,0134	195-573	Shiro and Sakai, 1972
Alkali feldspar-water	500		3,13	0	-3,7	1,5	1,0015	500-800	Bottinga and Javoy, 1973
Ca- feldspar-water	500		2,09	0	-3,7	-0,2	0,9998	500-800	Bottinga and Javoy, 1973
Kaolinite-water	200		2,5	0	-2,87	8,3	1,0083	25-150	Land and Dutton, 1978
Smectite-water	150		2,67	0	-4,82	10,1	1,0101	25-150	Yeh and Savin, 1977
Chlorite-water	25		1,56	0	-4,7	12,8	1,0129	25-150	Wenner and Taylor, 1971

Selected isotope fractionation factor-temperature equations of hydrogeological interest

Fractionation factors ($10^3 \ln a$) calculated from the equations:

$$10^3 \ln a = a (10^6/T_K^2) + b (10^3/T_K) + c$$

$$10^3 \ln a = aa (10^9/T_K^3) + a (10^6/T_K^2) + b (10^3/T_K) + c$$

(Note: $T_K = T^\circ\text{C} + 273.16$)

