UNIVERSITÉ CHEIKH ANTA DIOP DE DAKAR

École Doctorale « Eau, Qualité et Usages de l'Eau »

FACULTÉ DES SCIENCES ET TECHNIQUES

THÈSE DE DOCTORAT UNIQUE

Spécialité : Hydrogéologie

Année académique : 2018-2019 N°d'ordre :

Présentée par :

Dr Moctar DIAW

Titre

« Étude du fonctionnement hydrologique et hydrogéochimique des eaux de surface et des nappes superficielles du delta et de la basse vallée du fleuve Sénégal : Apports des outils géochimiques, isotopiques, des analyses statistiques et des SIG ».

Soutenue publiquement le 31 janvier 2020 devant le Jury composé de:

Président	Mr. Cheikh Bécaye GAYE	Professeur FST-UCAD
Rapporteur	Mr. Marc LEBLANC	Professeur/ Université d'Avignon
Rapporteur	Mr. Cheikh Bécaye GAYE	Professeur FST-UCAD
Examinateur	Mr. Raymond MALOU	Maître de conférences FST-UCAD
Examinateur	Mr. Souléye WADE	Docteur d'Etat IST-UCAD
Examinateur	Mr. Mahy DIAW	Professeur FST-UCAD
Directeur de thèse	Mr. Serigne FAYE	Professeur FST-UCAD
Directeur de thèse	Mr. Yves TRAVI	Professeur Emérite /Université d'Avignon

AVANT-PROPOS

Je tiens tout d'abord à remercier ALLAH (SWT) le tout puissant de m'avoir accordé vie, santé et patience pour arriver au terme de ce travail.
Je remercie très sincèrement et au fond du cœur mes deux directeurs de thèse :

-Monsieur Yves TRAVI, Professeur Émérite de l'Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse pour la confiance qu'il m'a toujours accordée, pour l'appui scientifique et logistique qu'il a eu à mobiliser pour l'aboutissement de ce manuscrit et pour les efforts consentis et le temps qu'il m'a accordé pour pouvoir prolonger dans son bureau les discussions et les échanges, qui ont été pour moi très instructifs et fructueux. Je lui adresse toute ma gratitude pour tout cela. Vous resterez à tout jamais pour moi une référence, par votre sagesse, votre probité et votre ouverture d'esprit qui m'ont toujours fasciné. Merci pour tout professeur et que Dieu vous préserve et vous accorde une très longue vie.

-Monsieur Serigne FAYE, Professeur Titulaire, Directeur de l'EDEQUE, à qui j'ai toujours cheminé ensemble et entretenu des relations fraternelles et de travail. Je me souviens toujours des efforts consentis, de l'engagement et de la ferme volonté dont il avait fait preuve pour que je puisse non seulement terminer, mais soutenir ma thèse de Doctorat de 3e cycle qui m'a valu d'être là en tant qu'enseignant chercheur aujourd'hui. Il a toujours manifesté en mon égard sa disponibilité, au-delà de toutes les considérations et les situations. Je tiens ici à lui exprimer toute ma reconnaissance. Un grand merci pour tout.
Les membres du jury :

-Le Professeur Cheikh Bécaye GAYE, ex Directeur Général de la Recherche, qui a accepté de rapporter ce travail et de présider encore mon jury de thèse. Je ne vous remercierais jamais assez, car depuis très tôt vous nous avez accordé votre confiance en nous impliquant dans plusieurs projets et programmes nationaux comme internationaux (UNESCO, ANSTS, Forum mondial de l'eau, etc.), ce qui nous a permis de connaitre et d'échanger avec d'autres scientifiques, de développer nos compétences et de nous confronter à d'autres expériences très enrichissantes dans le domaine de l'eau. Je n'oublie, pas non plus, ces séjours agréables passés ensemble aux iles Maurice, mais surtout au Mali, dans le cadre d'une formation que l'UNESCO avait organisée sur les techniques de recharge des aquifères dans le sahel dont j'étais l'un des instructeurs et vous étiez le facilitateur principal. Merci.

-Professeur Marc LeBlanc, responsable du laboratoire d'hydrogéologie de l'université d'Avignon et des Pays de Vaucluse, par sa qualité du premier rapporteur de cette thèse, mais surtout par ses qualités humaines. Je lui exprime mes profonds remerciements pour les

efforts consentis pour le bon déroulement de mes séjours à Avignon, de s'intéresser à ma recherche, pour la franchise et la sympathie. À travers vous, je remercie également tous les amis et collègues du laboratoire d'hydrogéologie d'Avignon (Roland Simler, Milanka Babic, Marc Vincent, Adriano Meyer, etc) pour leur soutien technique et scientifique.

- Monsieur Raymond MALOU, Maître de Conférences, qui a eu l'amabilité de participer à mon jury en qualité d'examinateur de cette thèse et de s'intéresser à mes travaux. Je vous exprime mes remerciements pour votre générosité, votre franchise et le respect que vous avez toujours nourris à mon égard. Merci.

- Monsieur Mahy DIAW, Professeur Titulaire, Recteur de l'Université de Bambey, à qui je remercie très sincérement d'avoir accepter d'examiner ce travail. J'ai eu la chance de le côtoyer à plusieurs reprises, il m'a toujours fasciné par sa qualité humaine et son ouverture d'esprit. Je lui exprime ici toute ma gratitude et ma reconnaissance. C'est un grand honneur pour moi de vous avoir comme membre de ce jury de thèse.

-Monsieur Souléye WADE, Docteur d'état en Géologie et en Sciences spatiales, qui m'avait accueilli au Laboratoire de Télédétection appliquée de l'IST et m'avait fait bénéficier du soutien et des moyens du projet CORUS/GESCAN pour ma thèse de Doctorat de 3e cycle. Je le remercie également de ces conseils et de sa confiance qu'il a toujours nourrie à mon égard. Je lui exprime ici toute ma gratitude et ma reconnaissance. Je suis honoré de l'avoir comme membre du jury.

Je remercie l'Agence International de l'Énergie Atomique (AIEA) et le laboratoire d'hydrogéologie d'Avignon de nous avoir facilité les analyses isotopiques des échantillons d'eau. Je voudrais adresser mes plus vifs remerciements à l'ancien Doyen de la Faculté des Sciences et Techniques Professeur Amadou Ndiaye, au Professeur Abdoulaye Faye, au Professeur Lamine Gaye du département de chimie, Dr Mababa Diagne ex Directeur de l'IST, Dr Fatou Diop Ngom, Dr Aziz Ndiaye Directeur de l'IST et au Professeur Pape Malick Ngom pour leurs appuis, leurs encouragements incessants et leurs conseils.

Je suis particulièrement reconnaissant à mon ami et frère Dr Mall Ibrahima, Dr Seyni Sané, Dr Mouhamadane Diéne, Dr Hélène Diakher Madioune et Dr Kader Ba, qui ont toujours manifesté une amitié sincère et fraternelle et une grande générosité à mon égard. Ils ont été toujours des compagnons fidèles au vrai sens du terme dans les instants heureux comme pendant les moments difficiles. Merci pour tout.

Je remercie aussi l'ensemble des enseignants chercheurs du Département de Géologie et tout le personnel technique et administratif du département de géologie en particulier Mr Moussa Sow, Babacar Diop, Adja Fatou Ka 'Gnou boy', Aminata Gaye et Maguette Ndiaye, et toutes les autres personnes qui ont été, à leur manière, proches de moi pendant tout mon travail et dont le soutien m'a été fort précieux. Mention spéciale aux chauffeurs Tidiane Diabaté (décédé) et Abdoulaye Ndiaye de la FST avec qui nous avions eu à mener plusieurs missions de terrains de 2012 à 2015 dans le delta du fleuve, qui ont été difficiles certes, mais très cordiales et conviviales. Merci pour tout.

Je remercie aussi très profondément mes amis et frères d'Avignon qui m'ont toujours accueilli très chaleureusement avec lesquels j'ai eu à garder beaucoup de souvenirs et de sympathie, mais surtout les ambiances conviviales et très fraternelles durant les week-ends. À toi Cheikh BEYE, Ibrahima Diallo dit IBOU et sa femme Alice, Papa Madou Ndoye, Mody Gaye Ba, Amath Dieng et sa femme, Abou Diouf Nice, Mohamed Ba, Ndiol, Baldé, sans oublier tous les ressortissants sénégalais d'Avignon.

Je voudrais terminer par tous ceux qui, de l'extérieur m'ont encouragé et soutenu : ma mère, ma belle mère, mes frères, mes sœurs et toute ma famille de Louga auxquels je dois tout. C'est à eux que je dédie ce mémoire. Je voudrais particulièrement remercier ma femme chérie Madame Diaw Maty Ndoye et mes enfants pour leur soutien, et leur réconfort moral dont ils ont toujours manifesté à mon égard.

Merci à tous.

TABLE DE MATIERES

TITRE **1**
INTRODUCTION GÉNÉRALE **1**
***CHAPITRE I :* GÉNÉRALITÉS SUR LA ZONE DU DELTA ET LA BASSE VALLÉE DU FLEUVE SÉNÉGAL** **6**
I.1 CADRE PHYSIQUE 7
I.1.1 SITUATION GEOGRAPHIQUE 7
I.1.2 ACTIVITE SOCIO-ECONOMIQUE 8
I.1.3 INFRASTRUCTURES HYDRAULIQUES DU DELTA 11
I.2 CARACTERISTIQUE DU CLIMAT 14
I.2.1 Régime pluviométrique *14*
I.2.1.1 Mécanisme régional des pluies 14
I.2.1.2 Description des précipitations 16
I.2.2 Les Saisons *19*
I.2.3 Evaporation et évapotranspiration *21*
I.3 CARACTERISTIQUES BIOPHYSIQUES 24
I.3.1 Géomorphologie *24*
I.3.2 Sols et types de végétation *28*
I.4. CONTEXTE HYDROLOGIQUE 32
I.4.1 Fleuve Sénégal *32*
I.4.2 Lac de Guiers *37*
Conclusion partielle *39*
CHAPITRE II : CADRE GÉOLOGIQUE ET CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE DE LA ZONE **40**
INTRODUCTION 41
II.1. CADRE GEOLOGIQUE 41
II.1.1 Généralités *41*
II.1.2 Formations du Mésozoique et du Cénozoique *41*
II.1.2.1 Mésozoïque (Secondaire) 42
II.1.2.2 Cénozoïque (Tertiaire) 42
a-Paléocène 42
b-Éocène 42
II.1.3 Formations du Quaternaire *46*
II.1.3.1. Pléistocène 47
II.1.3.2. Holocène 51
II.1.3.3 Stratigraphie des Formations géologiques du delta 55
II.1. 4. Tectonique et structure *60*
II. 1.5. Paléogéographie des formations superficielles du delta *61*
II.2 HYDROGEOLOGIE DU DELTA 67
II.2.1 Historique sur l'hydrogéologie de la zone *67*
II.2.2 Description des différents réservoirs aquifères *68*
II.2.2.1 Aquifére des Formations alluviales et deltaïques (ou des terres basses) 69
II.2.2.1.1 Formations du Nouakchottien ou réservoir du compartiment supérieur 69
II.2.2.1.2 Formations de l'Inchirien ou réservoir du compartiment inférieur 71
II.2.2.2 Aquifère des formations dunaires 74
II.2.2.2.1 Dunes rouges de l'Ogolien 74
II.2.2.2.2 Dunes jaunes (ou des cordons littoraux anciens) 75
II.2.3 Caractéristiques hydrodynamiques des aquifères deltaïques *77*
II.2.4 Analyse des données piézométriques *77*
II.2.5 Etude du comportement hydrodynamique des nappes *80*
II.2.5.1 Nappe du compartiment supérieur 82
II.2.5.2 Nappe du compartiment inférieur 83
CONCLUSION PARTIELLE **85**
CHAPITRE III : MATÉRIELS, MÉTHODOLOGIE ET PERTINENCE DES OUTILS UTILISÉS **87**
INTRODUCTION 88

III.1. CHOIX DES SITES ET ORGANISATION DES MISSIONS D'ECHANTILLONNAGE 88
III.2. METHODES D'ECHANTILLONNAGE ET MESURES IN SITU 88
III.3. METHODES ET PROCEDURES D'ANALYSE 89
III.3.1 Ions majeurs-mineurs et traces *89*
III.3.2 Isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O et ^{2}H) et Tritium (^{3}H) *91*
III. 4. TRAITEMENTS DES DONNEES HYDROGEOCHIMIQUES 96
III.4.1. Outils et pertinence des données chimiques *96*
III.4.2. Outils et pertinence des éléments traces *98*
III.4. 3. Outils et pertinence des isotopes *99*
III.4.3.1 isotopes stables de la molécule d'eau (^{2}H) et ^{18}O) 99
III.4.3.2 Tritium (^{3}H) 100
III.5. OUTILS ET TRAITEMENTS STATISTIQUES 102
III.5.1 Analyse géostatistique simple : box plot *102*
III.5.2 Analyses géostatistiques multivariées *102*
III.5.3 Pertinence des outils statistiques *104*
III.6. OUTILS ET TRAITEMENTS DES DONNEES CARTOGRAPHIQUES 106
III.6.1. Acquisition et traitement des images Landsat 7 et 8 ..... *106*
III.6.2 Acquisition et traitement des images ASTER *108*
III.6.3 Pertinence des outils Télédétection/SIG dans l'évaluation des potentialités de recharge *113*
Conclusion partielle *114*
CHAPITRE IV : HYDROCHIMIE ET GÉOCHIMIE DES NAPPES SUPERFICIELLES DU DELTA 115
INTRODUCTION 116
IV.1 ETUDE DES PROCESSUS GEOCHIMIQUES PAR LES METHODES STATISTIQUES 116
IV.1.1 Analyse des paramétres physico-chimiques *116*
IV.1.1.1 pH des eaux 116
IV.1.1.2 Conductivité électrique 118
IV.1.2 Hydrochimie et identification des processus géochimiques par les méthodes statistiques *121*
IV.1.2. 1. Analyse statistique des données hydrochimiques 121
IV.1.2.2 Identification des processus géochimiques par approche statistique 123
IV.1.2.2.1. Eaux de surface 123
IV.1.2.2.2. Nappe alluviale 125
IV.1.2.2.3. Nappes des dunes 127
CONCLUSION PARTIELLE 129
IV.2 ETUDES DES PROCESSUS GEOCHIMIQUES PAR LES APPROCHES CLASSIQUES 130
Introduction *130*
IV.2.1 Faciés chimiques des eaux *130*
IV.2.2 Dissolution/Précipitation des minéraux *134*
IV.2.3. Identification des processus de salinisation par les outils géochimiques *140*
IV.2.3.1 Processus de salinisation dans les eaux de surface 140
IV.2.3.2 Processus de salinisation des eaux souterraines 141
IV.2.3.2.1. Dissolution des minéraux évaporitiques (Halite et gypse) 141
..... 147
IV.2.3.2.2. Dissolution des saumures résiduelles 148
IV.2.4. Echanges ioniques *155*
V.2.5. Hydrolyse des minéraux silicatés *156*
IV.2.6. Géochimie des éléments traces *158*
CONCLUSION PARTIELLE 166
CHAPITRE V : GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DES EAUX DANS LE DELTA DU FLEUVE SÉNÉGAL 169
V.1. SIGNAL ISOTOPIQUE DES EAUX METEORIQUES 170
V.2 ISOTOPES STABLES DE LA MOLECULE D'EAU DANS LES EAUX DE SURFACE ET SOUTERRAINES 174
V.3 RELATION OXYGENE-18 ($\Delta^{18}O$) ET DEUTERIUM ($\Delta^{2}H$) 178
V.3.1. Eaux de surface *179*
V.3.2. Nappe de la plaine alluviale *183*

V.3.3. Nappe des dunes *186*
V.4 ACTIVITES EN TRITIUM DES EAUX 191
V.4.1. Répartition des teneurs en tritium *191*
V.4.2. Ages des eaux *196*
V.4.3. Relation chimie et tritium *198*
V.4.4 Indice du temps de séjour et leur relation avec la géochimie des eaux souterraines *201*
V.5 VITESSES HYDRAULIQUE ET ISOTOPIQUE DES EAUX DANS LES AQUIFERES SUPERFICIELS DU DELTA 203
CONCLUSION PARTIELLE 206
CHAPITRE VI : ESTIMATION DE LA RECHARGE DANS LES NAPPES SUPERFICIELLES DU DELTA 207
INTRODUCTION 208
VI.1 FLUX HORIZONTAUX 209
VI.2 FLUX VERTICAUX 210
VI.3 ETUDE DE LA RECHARGE 211
VI.3.1 Estimation quantitative de la recharge *213*
VI.3.1.1 Par Le bilan hydrologique 213
VI.3.1.2 Par la variation de charges piézométriques 218
VI.3.1.3 Par usage des traceurs isotopique et radio-isotopique de la molécule d'eau 221
VI.3.1.3.1 Par usage des isotopes stables 221
a- Modéle d'estimation brute de la recharge proposé par Allison et Al. (1984) 221
b- Modéle de mélange ou ''Mixing Model'' 223
VI.3.1.3.2. Par usage du tritium (radio-isotope de la molécule d'eau) 226
a) Modéle d'estimation à partir du temps de transit 227
b) Modéle de puits réservoir mélangé 229
c) Modéle de Leduc et al., 1996 231
CONCLUSION PARTIELLE 232
VI.3.2 Estimation qualitative de la recharge par approche cartographique (Télédétection et SIG) *233*
Introduction 233
VI.3.2.1 Les données du modèle 234
VI.3.2.1.1 Nature des sols 235
VI.3.2.1.2 La Pente 235
VI.3.2.1.3 Profondeur des ouvrages 236
VI.3.2.1.4 Réseau de drainage 237
VI.3.2.1.5. Potentiel d'irrigation 238
VI.3.2.2. Méthodes et Outils 239
VI.3.2.3 Résultats et discussion 242
CONCLUSION PARTIELLE 251
CONCLUSION GÉNÉRALE 252
PERSPECTIVES ET RECOMMANDATIONS 259
BIBLIOGRAPHIE 262

Liste des Figures

Figure 1: Carte de situation géographique du delta et de la basse vallée du fleuve Sénégal 7
Figure 2 : Répartition ethnique de la population dans le delta et une partie de la basse 8
Figure 3: Localisation de certains ouvrages hydrauliques dans le delta du fleuve (source SAED, 1989) 13
Figure 4: Représentation schématique des vents de surface (flèches) et des pressions (mb) en Afrique de l'ouest durant l'hiver (circulation en janvier) et le pic de la Mousson d'été (circulation juillet-Aout) 15
Figure 5: Schéma de balancement du FIT et de la circulation des poussières sahariennes 16
Figure 6: Représentation schématique de l'image révisée de la Mousson ouest-africaine 16
Figure 7: Pluviométrie annuelle et indices pluviométriques aux stations de Saint-Louis, Dagana et Bakel 18
Figure 8: Moyennes mensuelles des températures, de l'humidité et de l'évaporation à la station de Saint-Louis entre 1986-2006 20
Figure 9: Cumuls mensuels des pluies et ETP estimés selon différentes méthodes (station de Saint Louis) 22
Figure 10: Les unités géomorphologiques dans le delta et la basse vallée du fleuve Sénégal 26
Figure 11: Carte d'Altitude de la zone établie à partir du MNT des images SRTM 27
Figure 12: Distribution des types de sols dans le delta et la basse vallée du fleuve Sénégal (source INP, 2012). 29
Figure 13: Bassin versant du fleuve Sénégal (source : http://eros.usgs.gov/#/Find_Data.2010) 32
Figure 14: Réseau hydrographique et plan d'eau dans le delta et la basse vallée du fleuve Sénégal 33
Figure 15: Côtes hydrologiques mensuelles du fleuve aux stations de Dagana et de Saint Louis. 35
Figure 16: Représentation cumulative des cotes hydrologiques mensuelles dans les stations de Dagana (A) et de Saint Louis (B). 36
Figure 17: Hydrosystéme fluvio-lacustre de Guiers tiré des images landsat 7, 2003 38
Figure 18 **:** Principaux sous bassins hydrologiques du delta extraits à partir de l'image ASTER 39
Figure 19 : Bassin sédimentaire Sénégalo-mauritano-guinéen dans son cadre régional compilée d'après la carte tectonique internationale de l'Afrique 43
Figure 20: Coupe du sondage de Saré Lamou dans le dôme de GUIERS (source PASMI, 2009) 46
Figure 21: Carte géologique du delta et de la basse vallée du fleuve (extraite de la nouvelle cartographie **PASMI,** 2009) 49
Figure 22: Affleurement des sédiments fluvio-deltaïques (F2) dans le delta du fleuve Sénégal 54
Figure 23: Complexe géomorphologique de l'estuaire du fleuve Sénégal (extrait 55
Figure 24: Corrélation litho-stratigraphique des coupes géologique dans le delta Ouest du fleuve Sénégal (Coupes stratigraphiques). 57
Figure 25: Corrélation litho-stratigraphique des coupes géologique dans le delta Est du fleuve Sénégal (Coupes stratigraphiques). 58
Figure 26: Corrélation lithologique des coupes géologique dans le delta Est du fleuve Senegal 59
Figure 27: Carte structurale simplifiée du delta du Sénégal superposée dans le MNT (source Audibert, 1970, Trénous et al., 1971) 61
Figure 28: Évolution des niveaux de la mer au Pleitocène dans le bassin aval du fleuve Sénègal 63
Figure 29: Évolution des niveaux de la mer au cours de l'Holocène inférieur-moyen dans le bassin aval du fleuve Sénégal (source Audibert, 1970) 63
Figure 30: Évolution des niveaux de la mer durant l'Holocène supérieur -actuel dans le bassin aval du fleuve Sénégal (source Audibert, 1970) 64
Figure 31: Coupe schématique (ouest-est) représentant la reconstitution paléogéographique des formations géologiques dans le delta du fleuve Sénégal (Audibert, 1970 modifiée). 65
Figure 32: Carte hydrogéologique du Sénégal (OMVS-SOE/C13, 2007) 68
Figure 33: Description schématique de la géologie de l'aquifère alluvial du delta (profil ouest-est) 72
Figure 34: Carte simplifiée de l'hydrogéologie de la zone (Audibert, 1970, modifié) 76
Figure 35: Cartes piézométriques de la nappe alluviale (A=juillet 2012 et B= nov-dec 2013) et de la nappe des dunes (C=juillet 2012 et D= nov-dec 2013) dans le delta du fleuve Sénégal 79
Figure 36: Localisation des piézomètres sur fond d'occupation du sol (image Landsat 8, 2012) 81
Figure 37: localisation et Suivi piézométrique du compartiment supérieur de la nappe alluviale du delta 83
Figure 38: Localisation des piézomètres captant le compartiment inférieur de la nappe alluviale 84
Figure 39: Suivi piézométrique du compartiment inférieur de la nappe alluviale du delta 84
Figure 40 : Carte de: localisation des points d'eau échantillonnés pour les analyses chimiques et isotopiques dans le delta (en 2012 et 2013). 90
Figure 41: Concentration du tritium dans les précipitations, collectées dans quatre stations de l'AIEA depuis 1950 : Ottawa, Canada (hémisphère nord, continental); Valentia, Irlande (hémisphère nord, marine); Harare, Zimbabwe (hémisphère sud, continental); Kaitoke, Nouvelle Zélande (hémisphère sud, marine). 101
Figure 42: Schéma de représentation de la transformation des variables en facteurs (ACP). 104

Figure 43: Pourcentage des classes d'occupation du sol de la zone a partir du traitement des images ETM+ de Landsat 7 du mars, 2003 et Landsat 8 du mai, 2013 (Extrait dans Diaw et al., 2015)....108
Figure 44: Carte d'altitude en 3D de la zone établie à partir du MNT des images ASTER....109
Figure 45: Organigrammes et différentes approches intégrées dans le traitement des données (SIG). 110
Figure 46 : Modèle utilisé pour la réalisation de carte des potentialités de recharge dans les aquifères superficiels du delta du fleuve Sénégal....112
Figure 47 : pH des eaux de surface et des eaux souterraines dans le delta du fleuve Sénégal (2005-2013)....118
Figure 48: Distribution statistique des conductivités électriques dans les eaux de surface et souterraines du delta au travers de box-plots (2005-2013)....119
Figure 49 : Carte de distribution des conductivités électriques des eaux dans le delta du fleuve Sénégal (juillet, 2012) 120
Figure 50: Distribution statistique des ions majeurs dans les eaux de surface et souterraines au travers de box-plots....122
Figure 51: Analyse en Composantes Principales (ACP) et Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) des eaux de surface dans le delta du fleuve (juillet, 2012 et décembre, 2013) 124
Figure 52 : Analyse en Composantes Principales (ACP) et Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) des eaux de la nappe alluviale dans le delta du fleuve (juillet, 2012 et décembre 2013)....127
Figure 53: Analyse en Composantes Principales (ACP) et Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) des eaux de la nappe des dunes dans le delta du fleuve (juillet, 2012 et décembre 2013) 129
Figure 54 : Représentation des faciès chimiques des eaux dans le delta du fleuve du Sénégal (A : saison sèche 2012 et B ; après saison pluvieuse 2013) 132
Figure 55: Distribution spatiale des faciès chimiques des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve du Sénégal (A: juillet 2012)....133
Figure 56: Relation IS calcite vs. HCO_3(a), IS dolomite vs. HCO_3 (b), IS dolomite vs Ca (c), IS calcite vs. Ca (d), IS dolomite vs Mg (e), IS calcite vs. Mg (f) dans les eaux de surface et souterraines du delta du fleuve Sénégal....136
Figure 57: Relation HCO_3 vs. Ca(a) et HCO_3 vs. Ca+Mg(b) dans les eaux de surface et souterraines du delta du fleuve Sénégal. 138
Figure 58: Relation IS gypse vs. SO_4(a), IS Anhydrite vs. SO_4(b) IS gypse vs. Ca(c), IS Anhydrite vs. Ca(d), SO_4 vs. Ca+Mg(e)et HCO_3+ SO_4 vs Ca+Mg (f) dans les eaux de surface et souterraines du delta....139
Figure 59: Relation Na vs. Cl, (exprimée en meq/L) des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal....142
Figure 60: Relation Na/Cl vs. Cl (b), (en meq/l) des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal 143
Figure 61: Relation Mg vs Cl, Ca vs Cl, SO_4 vs Cl, K vs Cl (exprimé en meq/l) des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal....146
Figure 62: Relation Mg vs SO_4, Ca vs SO_4, Na vs SO_4, K vs SO_4/Cl vs (exprimé en meq/l) des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal....147
Figure 63: Relation Br vs. Cl (a), Br/Cl vs. Cl (b), (exprimé en meq/l) des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal....149
Figure 64: Relation Na vs Br(a), Mg vs Br (b) Ca vs Br (c), Br vs SO_4 (d) (exprimé en meq/l) des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal....151
Figure 65: Relation B vs. Cl (a), B/Cl vs. Cl (b), (en meq/l) dans les eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal....152
Figure 66: Representation des eaux dans le diagramme B/Cl vs. Br/Cl (en mmol/l)....153
Figure 67: Relation B vs. Cl (a), B/Cl vs. Cl (b), B vs Mg (c), B vs. SO_4 (d) (exprimé en meq/l) des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal....154
Figure 68: Relation Na vs Ca(a), (Na+K)-Cl vs (Ca+Mg)-(HCO_3+SO_4) (b et c) et ICA vs Ouvrages dans les eaux souterraines du delta du fleuve Sénégal....156
Figure 69: Diagramme de stabilité des eaux en période sèche (a-2012) et humide (b-2013)....157
Figure 70: Relation et SiO_2 vs Na (a) et SiO_2 vs HCO_3 (b) 158
Figure 71: Statistique des éléments traces dans les eaux de surface au travers de box-plots 160
Figure 72: Statistique des éléments traces dans les eaux souterraines au travers de box-plots 161
Figure 73: Distribution des concentrations en éléments en traces (mg/L) dans les eaux de surface et souterraines du delta du fleuve Sénégal....163
Figure 74: Réseau mondial de mesures des isotopes dans les précipitations (GNIP) composé d'environ 172
Figure 75 : Carte de distribution des teneurs en Oxygène-18 des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal en 2005 et 2013....175
Figure 76: Carte de distribution des teneurs en Deutérium des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal en 2005 et 2013....176

Figure 77: Représentation en Box plot des teneurs en ^{18}O et ^{2}H des eaux dans le delta (2005-2013). 177
Figure 78: Fréquence de la distribution des teneurs ^{18}O dans les eaux de surface et souterraines dans le delta et la basse vallée du fleuve Sénégal 178
Figure 79: Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) et Deutérium ($\delta^{2}H$) des eaux dans le delta du fleuve (2005 et 2013). 179
Figure 80: Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) et Deutérium ($\delta^{2}H$) des eaux de surface 180
Figure 81: Fréquence de distribution des teneurs en ^{18}O dans les eaux de surface 180
Figure 82: Relation entre pente d'évaporation définie à partir de ^{18}O vs ^{2}H et taux d'humidité 183
Figure 83: Fréquence de distribution des teneurs en ^{18}O dans la plaine alluviale du delta et de la basse vallée du fleuve Sénégal 183
Figure 84: Relation Oxygène-18 et Deutérium des eaux souterraines dans la plaine alluviale 185
Figure 85 : Relation entre les teneurs en oxygène-18 et la profondeur du niveau statique des eaux souterraines dans la plaine alluviale du delta 186
Figure 86: Fréquence de distribution des teneurs en ^{18}O dans les dunes du delta et de la basse vallée du fleuve Sénégal 187
Figure 87: Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) et Deutérium ($\delta^{2}H$) des eaux souterraines dans les dunes. 188
Figure 88: Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) et d-excess (D) des eaux souterraines dans le delta du fleuve Sénégal 190
Figure 89: Relation oxygène-18 et niveau statique des eaux souterraines dans les formations dunaires 191
Figure 90: Carte de distribution des activités de tritium des eaux de surface et 192
Figure 91: Fréquences de la distribution des teneurs en tritium des eaux dans le delta du fleuve Sénégal 193
Figure 92: Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) vs Tritium des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal 194
Figure 93 : Relation Tritium et profondeur du niveau statique des eaux souterraines 195
Figure 94: Relation tritium et ions majeurs dans les eaux de surface et souterraines du delta 199
Figure 95: Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) et TDS (a et b), tritium vs Cl (c et d), dans les eaux souterraines dans le delta du fleuve Sénégal. 200
Figure 96: Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) vs Br (a) et Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) vs B (b) Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) vs Ca/SO4 et (c), Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) vs Na/Cl (d), des eaux souterraines dans le delta du fleuve Sénégal 201
Figure 97: Indice temps de séjours des eaux dans le delta du fleuve Sénégal 202
Figure 98: Indice temps de séjours vs. Cations majeurs dans les eaux de surface et souterraines du delta du fleuve Sénégal 203
Figure 99: Representation des divers mécanismes de la recharge en zone aride (adapté de Nazoumou, 2002, d'après Lloyd, 1986). 213
Figure 100: Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) et Deutérium ($\delta^{2}H$) des eaux souterraines dans les dunes. 222
Figure 101: Carte d'occupation des sols de la zone (tirée à partir des images LANDSAT, 2013) 234
Figure 102: Carte de distribution des sols dans le delta du fleuve Sénégal 235
Figure 103: Carte des pentes dans le delta du fleuve Sénégal (extraite à partir des images ASTER) 236
Figure 104: Carte des profondeurs des nappes superficielles dans le delta du fleuve Sénégal 237
Figure 105: Carte de distances des ouvrages par rapport au fleuve dans le delta du fleuve Sénégal 238
Figure 106 : Carte de distances des ouvrages par rapport aux aménagements 239
Figure 107: Organigramme des paramètres intégrés et leur pourcentage de Pondération 242
Figure 108: Carte de potentialité de recharge dans le delta du fleuve Sénégal 244
Figure 109: Représentation en pourcentage des superficies des classes de potentialités 244
Figure 110: Classes de recharge déterminées à partir des variations piézométriques superposées sur la carte des potentialités aquifères 247
Figure 111: Classes de recharge déterminées à partir du temps de résidence des eaux superposées sur la carte des potentialités aquifères 248
Figure 112: Classes de recharge déterminées à partir du tritium (modèle de puits réservoir mélangé) superposées sur la carte des potentialités aquifères 249
Figure 113 : Classes de recharge déterminées à partir du tritium (modèle Leduc et al., 1996) superposées sur la carte des potentialités aquifères 250
Figure 114 : Modèle conceptuel du contexte d'écoulement des eaux souterraines dans l'hydrosystéme 258
Figure 115 : Modèle conceptuel du contexte d'écoulement des eaux souterraines dans les formations dunaires du delta du fleuve Sénégal 258

Liste des Tableaux

Tableau 1 : Grands périmètres Hydro-Agricole (SAED, SONADER, PRIVE) 12
Tableau 2 : Moyennes interannuelles des pluies (mm) et écart à la moyenne 1923-2013 (en %) aux stations de Saint-Louis, Dagana et Bakel 19
Tableau 3: Moyennes mensuelle et annuelle de l'ETP (en mm) aux stations de Saint Louis et de Dagana (1986-2006) 21
Tableau 4: Représentation des différentes équations de l'évapotranspiration potentielle selon les méthodes. 23
Tableau 5 : Comparaison des échelles stratigraphiques du Quaternaire dans le delta du Sénégal (Monteillet, 1980 modifié) 50
Tableau 6: Reconstitution paléogéographique des formations géologiques superficielles dans le delta du fleuve Sénégal 66
Tableau 7: Quelques paramètres hydrodynamiques mesurés dans les compartiments 77
Tableau 8: Caractéristiques hydrauliques et géologiques des piézomètres de suivi 80
Tableau 9 : Dispositifs et méthodes de conditionnement des eaux prélevées pour les analyses chimiques 89
Tableau 10: Techniques et méthodes utilisées au laboratoire pour les analyses chimiques des eaux de surface et souterraines du delta 89
Tableau 11: Résultats des Analyses chimiques et mesures physico-chimiques des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal 93
Tableau 12: Résultats des Analyses chimiques et mesures physico-chimiques des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal 94
Tableau 13: Résultats des analyses isotopiques des eaux de surface et souterraines échantillonnées en juillet 2005 et novembre-décembre 2013 95
Tableau 14: Usage potentiel des isotopes de la molécule d'eau dans les études hydrogéologiques (Modifié après les travaux de Davis, 1989) 100
Tableau 15 : Caractéristiques des satellites et des images dérivées de Landsat 7 et 8. 107
Tableau 16: Paramètres physico-chimiques des eaux dans le delta du fleuve Sénégal en juillet 2012 116
Tableau 17 : Statistiques des éléments majeurs des eaux de surface et souterraines du delta du fleuve en mg/L. 121
Tableau 18 : Calcul des valeurs des IS dans les eaux souterraines du delta du fleuve 135
Tableau 19 : Représentation des rapports caractéristiques des eaux de surface prélevées dans le delta du fleuve Sénégal (en juillet, 2012) 141
Tableau 20 : Concentration en métaux et métalloïdes définissant les limites de qualité d'une eau potable (Législation Française, OMS) (INERIS, 2006) 159
Tableau 21: Analyse statistique des isotopes stables dans les eaux de l'hydosystéme du delta 174
Tableau 22: Pourcentages de fractions évaporées dans les eaux de surface 182
Tableau 23 : Représentation des valeurs d-excess, des teneurs en δ^2H et en $\delta^{18}O$ (exprimée en ‰) et de la profondeur (m) dans la nappe alluviale 185
Tableau 24: Représentation des pourcentages de fractions évaporées des eaux de la nappe alluviale 186
Tableau 25: Representation des valeurs d-excess, des teneurs en δ^2H et en $\delta^{18}O$ (exprimée en ‰) et de la profondeur (m) dans les eaux souterraines des dunes. 189
Tableau 26: Représentation des pourcentages de fractions évaporées des eaux de la nappe des dunes 191
Tableau 27: Analyse statique des teneurs en tritium des eaux dans le delta du fleuve Sénégal 193
Tableau 28: Ages relatifs des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal 196
Tableau 29: Relation activité tritium et ions majeurs des eaux de la nappe des dunes 198
Tableau 30: Relation entre activité en tritium et ions majeurs des eaux de la nappe alluviale du delta 199
Tableau 31: Estimation des Vitesses hydrauliques et isotopiques dans l'aquifère alluviale en 2005 205
Tableau 32: Estimation des Vitesses hydrauliques et isotopiques dans l'aquifére des dunes en 2005 206
Tableau 33: Estimation du bilan hydrologique à partir de la méthode de Camus et Debuisson (1964) dans les stations de Saint Louis et de Dagana 216
Tableau 34: Représentation des stocks efficaces par rapport aux précipitations de la zone 217
Tableau 35: Estimation du bilan hydrologique à partir de Water budget (stations Saint Louis et D agana) 218
Tableau 36: Estimation de la recharge à partir de la variation de charges piézométriques dans les dunes et dans la plaine alluviale en 2005 220

Tableau 37: Estimation de la recharge à partir de la variation de charges piézométriques (plaine alluviale 220
Tableau 38: Estimation de la recharge à partir des isotopes stables dans les formations dunaires 223
Tableau 39: Estimation de la contribution du fleuve et des pluies dans la recharge de la nappe alluviale à partir des isotopes stables de la molécule d'eau 225
Tableau 40 : Estimation de la proportion de recharge des end-member à partir des calculs 226
Tableau 41: Estimation de la recharge à partir du temps de transit des eaux de la nappe alluviale..... 228
Tableau 42: Estimation de la recharge à partir du temps de transit des eaux de la nappe des dunes..... 229
Tableau 43: Estimation de la recharge à partir du tritium (modèle de puits réservoir mélangé) dans la plaine alluviale..... 230
Tableau 44: Estimation de la recharge à partir du tritium (modèle de puits réservoir mélangé)..... 231
Tableau 45: Estimation de la recharge à partir du tritium dans la plaine alluviale et dans les dunes (modèle de Leduc et al., 1996)..... 232
Tableau 46: Statistiques des paramètres d'entrée dans le modèle..... 240
Tableau 47: Résultats du modèle de régression linéaire..... 241
Tableau 48 : Classification des facteurs impliqués dans la mise en place de réserve d'eau souterraine et leur pourcentage d'influence (calculé par analyse statistique)..... 241
Tableau 49: Statistique des superficies des classes de potentialités..... 244

Acronymes et Sigles

ACP : Analyse en Composantes Principales

AIEA : Agence International pour l'Energie Atomique
ANACIM : Agence Nationale de l'Aviation civile et de la Météorologie
ANSD: Agence Nationale de la Statistique et de la Démographie
A.SEC.N.A : Agence de Sécurité pour la Navigation Aérienne
ASTER: Advanced Spaceborne Thermal Emission Reflection Radiometer
B.R.G.M : Bureau de Recherches Géologiques et Minières
CAH : Classification Ascendante Hiérarchique

COSEC
C.S.S : Compagnie Sucrière Sénégalaise

C.N.E.S : Centre National d'Études Spatiales
D.P.S_S.R.S : Direction de Planification et Statistique_ Service Régional de Saint Louis
D.E.M : Digital Élévation Model
DML : Droite Meteologique Locale
DMM : Droite Meteologique Mondiale

ETM : Eléments traces métalliques

ETM$^+$: Enhenced Thematic Mapper

ETP : Evapotranspiration Potentielle

ETR: Evapotranspiration Réelle

EQUESEN : Environnement et Qualités des Eaux du fleuve Sénégal
GNIP: Global Network of Isotopes in Precipitation

GPS: Global Positioning System

FAO: Food and Agriculture Organization of the United Nations
FIT: Front Intertropical

INERIS: Institut National de l'Environnement Industriel et des Risques
INP : Institut National Pédologique
I.R.A.T: Institut de Recherches Agronomiques Tropicales et des cultures vivrières
IRD : Institut de Recherche pour le Developpement
I.S.I.S : Incitation à l'utilisation Scientifique des Images SPOT
ISRA: Institut Senegalais de Recherches Agricoles

LANDSAT : Land Remote Sensing satellite

O.M.V.S : Organisation pour la Mise en Valeur du Sénégal

ONG : Organisation non gouvernementale

OMM : Organisation Meteorologique Mondiale

PASMI: Projet d'Appui au Secteur Minier

P.E.S : Projet des Eaux Souterraines

PIV : Périmétre Irrigué Villageois

M.A.S : Mission d'Aménagement du Sénégal
MCA : Millenium Challenge Account

N.A.S.A: National Aeronautics and Space Administration
N.G.A: National Geospatial Intelligence Agency
N.O.A.A: National Oceanographic and Atmospheric Agency
RADAR : Radio Detection And Ranging
RFU: Réserve Facilement Utilisable
RU : Réserve Utile

SDAGE : Schéma Directeur d'Aménagement et de Gestion concertés des Eaux du fleuve Sénégal
S.A.E.D : Société Nationale d'Aménagement et d'Exploitation des terres du Delta du Fleuve Sénégal et des vallées du fleuve Sénégal et de la Falémé
S.E.D.AGRI: Société d'Études et de Développements Agricoles
S.G.P.R.E : Service Général pour la Planification des Ressources en Eau
SO.C.A.S : Société de Conserverie Alimentaire du Sénégal
SO.NA.DE.R : Société Nationale de développement Rural
SO.GR.E.A.H : Société Grenobloise d'Études et d'Applications Hydrauliques
SIG : Systèmes d'Informations Géographiques

SPOT : Satellite pour l'Observation de la Terre

SRTM: Shuttle Radar Topography Mission

UNESCO: United Nations Educational Scientific and cultural Organization
UNEP: United Nation Environment Protection
USAID: United States Agency for International Development
U.S.G.S: United States Geology Survey

V-SMOW: *Vienna-Standard Mean Ocean Water*
WGS: World Geodesic System

RÉSUMÉ

Face aux changements climatiques qui ont conduit à la salinisation des terres et à la précarisation de la production agricole, l'état, dans sa stratégie d'autosuffisance alimentaire et de diversifier les activités socio-économiques, a promu l'agriculture irriguée qui est devenue une priorité dans la vallée du fleuve. Ceci a favorisé la construction de grands barrages sur le cours du fleuve Sénégal. Depuis lors, les caractères hydrologiques, hydrogéologiques et hydrochimiques de l'hydrosystème du delta du fleuve Sénégal en sont sérieusement affectés. L'objectif de cette thèse est d'étudier l'impact de ces changements sur les ressources en eaux de surface et souterraines (nappes superficielles).

Une caractérisation hydrogéochimique basée sur deux méthodes complémentaires et fiables en termes d'identification des processus et des facteurs susceptibles d'influencer la géochimie et de la qualité des eaux a été effectuée. Il s'agit tout d'abord de la méthode statistique qui se base, sur des analyses et des traitements statistiques multivariés des données chimiques (Analyse en composante principale et HCA) puis de l'approche hydrochimique, qui utilise les outils d'interprétation classiques des données chimiques (Diagrammes de piper, diagrammes bi-varié, rapports caractéristiques, indices de saturation, diagramme de Korjenski, etc.).

Les résultats de ces méthodes ont montré que les eaux de surface ont un faciès HCO_3 dominant et sont en majorité des eaux de pluie du fleuve. Les eaux des aquifères, alluvial et dunaire sont caractérisées par une grande variété de faciès chimiques de type HCO_3 ou Cl dominant. Cette minéralisation est en majorité contrôlée par les interactions eau-roche (dissolution des sels évaporitiques, des minéraux carbonates, les réactions d'échanges ioniques et d'hydrolyses des silicates, etc.). Il s'y ajoute les mélanges avec les eaux très minéralisées provenant des activités agricoles et les concentrations par évaporation.

Une analyse des ions mineurs (B et Br) et des ETM (Fe, Mn, Cu, Zn, Co, Cr, Cd et Pb) a été effectuée. Elle a permis de mettre en évidence l'existence d'une contamination diffuse, probablement d'origine géochimique ou anthropique qui affecte la qualité des eaux de l'hydrosystème du delta. La présence, en teneur importante (largement supérieures aux normes OMS) d'éléments toxiques tels que le cadmium (Cd), le plomb (Pb), le chrome (Cr), le cobalte (Co) rend les eaux, de l'hydro-système du delta, impropres à la consommation humaine.

Une caractérisation du fonctionnement hydrologique des nappes a été faite sur la base des isotopes de la molécule d'eau (^{18}O, ^{2}H, ^{3}H) et de la dynamique des aquifères. L'étude isotopique a permis de préciser les modalités de recharge, de mélanges d'eau, les transferts souterrains, et l'ampleur de l'évaporation des nappes superficielles. Associés à la chimie et l'hydrogéologie, les isotopes ont corroboré les résultats de la géochimie.

La recharge quantative et qualitative des nappes a été estimée. Au plan quantitatif, les méthodes du bilan hydrologique et des traceurs isotopiques de la molécule d'eau (^{18}O, ^{2}H et ^{3}H) ont été appliquées. L'estimation qualitative a été basée sur la combinaison des techniques de Télédétection et des SIG. Les résultats de cette estimation sont conformes à ceux de l'estimation quantitative. Ces méthodes ont montré une grande efficacité dans l'évaluation des potentialités de recharge. Elles révèlent que les classes "bonne" et "très bonne" potentialité de recharge représentent, respectivement 22% et 4% de la superficie du delta. Elles sont observées le long des cours d'eau et à la proximité des aménagements hydroagricoles. Ces méthodes ont été, avec l'intégration des approches hydrodynamique, chimique et isotopique, utiles et très précieuses pour élaborer un modèle conceptuel de circulation global des eaux souterraines dans les différentes unités hydrogéologiques.

Mots clés : Eaux de surface et souterraines, Géochimie, Isotopes, Qualité, Recharge, Statistique, Télédétection, SIG, Delta du fleuve Sénégal.

ABSTRACT

Faced in climate changes which have led to land salinization, irrigated agriculture has become a priority for agriculture development in Senegal River valley, which has favorized large dams construction in the Senegal river course. Since then, hydrological, hydrogeological and hydrochemical characters of Senegal River Delta Hydrosystem (SRDH) in are affected. The objective of this thesis is to study the impact of these changes on surface water and groundwater resources (shallow aquifers).

A hydrogeochemical characterization was based on two complementary and reliable methods to identify processes and factors that can influence the geochemistry and water quality. The statistical method which is based on multivariate analysis (Principal Component Analysis and HCA) and the hydrochemical approach which used conventional interpretation tools for chemical data (Piper diagrams, binary-diagrams, characteristic ratios, saturation index, Korjenski diagram etc.). The results of these methods have shown that: surface waters are characterized by dominant HCO_3 facies type and are mostly rain water from the river. Alluvial and dune aquifers are characterized by a large variety of chemical water type HCO_3 or Cl dominant. The mineralization is mostly controlled by water-rock interactions (dissolution of evaporitic salts, carbonate minerals, ion exchange and hydrolysis of silicates reactions, etc.), by mixings with highly mineralized waters from agricultural activities and by evaporation processes.
The analysis of the minor ions (B and Br) and ETMs (Fe, Mn, Cu, Zn, Co, Cr, Cd and Pb), indicates probably a diffuse contamination from geochemical and anthropic origins which can seriously affect water quality in SRDH. This situation makes them unsuitable for consumption due to high dissolved elements contents (Cd, Pb, Cr, Co, etc.), which are often over the WHO guideline and this can entail a health risk for local population.

A hydrological characterization was based on the isotopic tracers' approach (^{18}O, ^{2}H, ^{3}H) and the assessment of aquifer dynamic. The isotopic study allowed to precise modes of recharge, mixting waters, groundwater transfers, and the extent of evaporation processes. Associated with chemical and hydrogeological data, isotopes have corroborated geochemistry results.
Quantitative and qualitative recharge estmation in shallow aquifers are performed. Quantitative recharge estimation was performed using the hydrodynamic, water balance and isotopic tracer of the water molecule approaches. Qualitative estimate is based on the combined use of remote sensing techniques and GIS.
These methods have shown great efficiency in the evaluation of recharge potentialities. They reveal that the good and very good classes represent respectively 22% and 4% of the area. They are observed along rivers and near hydro-agricultural developments. This methods were, with the integration of hydrodynamic, chemical and isotopic approaches, useful and very valuable to elaborate a conceptual model of global circulation of groundwater in shallow aquifers in the SRDH.

Key words: Surface and groundwater, Geochemistry, Isotopes, Quality, Recharge, Statistics, Remote sensing, GIS, Senegal River Delta.

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Le fleuve Sénégal prend sa source en zone tropicale, au Fouta Djalon en Guinée Conakry. Il draine un bassin versant d'environ 300 000 km² et s'allonge sur près de 1 700 km. Les apports annuels moyens des cent dernières années sont de l'ordre de 24 milliards de m^3 sous un régime très contrasté (une période de crue de juillet à octobre, une période de sécheresse où le débit est quasiment nul tout le reste de l'année). Ce fleuve constitue la principale source d'approvisionnement en eau pour les activités agricoles dans la vallée du fleuve Sénégal. Avant la construction du barrage de Diama les eaux salées remontaient au-delà de 200 km en amont de l'estuaire (OMVS, 2003). La vallée du fleuve Sénégal correspond à la partie nord du Sénégal. Elle s'étire sur près de 650 km et englobe les régions administratives de Saint-Louis, de Matam et de Bakel. Elle s'étend de Bakel à l'embouchure et couvre une superficie de 12 000 km², dont environ 8 000 km² pour la vallée et 4 000 km² pour le delta.

De par ses énormes potentialités hydrauliques et agricoles, le delta du fleuve Sénégal a fait l'objet, depuis la fin du XIX^{e} siècle, de nombreuses missions d'étude (Henry, 1918 ; MAS, 1946-1957 ; Grosmaire, 1957 ; BRGM, 1964 et 1965), de prospection morpho-pédologique (Dubois, 1954 ; Tricart, 1961 ; Maymard, 1962; IRAT, 1965-1967, Michel, 1973, SEDAGRI/FAO, 1973) et de reconnaissances géologiques et hydrogéologiques (Dubois, 1956 et 1959 ; Elouard, 1959 ; SAP, 1963 ; Monciardini, 1966 ; Elouard et Faure, 1967, Michel, 1967 ; Audibert, 1967 et 1970, Illy, 1973). Le but, de ces missions, est d'explorer les potentialités économiques parmis lesquelles figure, en bonne place, l'agriculture, qui y est, traditionnellement pratiquée. En effet, la mise en valeur de la vallée du Sénégal est une préoccupation ancienne des pouvoirs publics qui remonte à l'époque coloniale. Dès le début du XX^{e} siècle (1824), les essais de la culture irriguée commencèrent dans le cadre du jardin expérimental de Richard-Toll, sans résultat tangible (Diop, 2007). Cette zone éco-géographique offre des potentialités en terres irrigables et des ressources importantes en eau dont la disponibilité s'est accrue depuis la réalisation des barrages de Diama (1986) et Manantali (1989).

Jusqu'au début des années 1970, la mise en valeur de la terre reposait essentiellement sur deux systèmes de culture. Les cultures de décrue du walo et celles pluviales du Diéri. L'élevage venait en appoint. En saison sèche, après le retrait du fleuve, les populations de la vallée pratiquaient la culture de décrue sur les terres qui étaient inondées ou walo. Les variétés cultivées étaient le sorgho, le maïs, le niébé, etc. Selon l'importance des crues, les terres mises en valeur variaient de 1500 ha (par exemple en 1972) à 80 000 ha (moyenne en année normale). Dans le diéri, terre hors zone d'atteinte de la crue, les cultures sont aléatoires, puisque dépendantes de la pluie. Le petit mil est la spéculation la plus cultivée occupant près de 80% des surfaces agricoles. Pour soustraire l'économie agricole des aléas climatiques, sécuriser la production et promouvoir une agriculture de substitution aux importations notamment de riz, l'irrigation va se développer

dans la vallée du fleuve Sénégal. Du Delta, elle s'est progressivement étendue à l'ensemble de la vallée du fleuve, singulièrement à partir du début des années 70. Son développement résulte de la conjonction de trois principaux facteurs : la crise de la sécheresse qui a rendu inopérant le système agro-pastoral traditionnel, une meilleure sécurisation de l'approvisionnement en eau des cultures grâce au pompage et enfin, optimiser les rendements en riz, avec des variétés et techniques culturales introduites par la recherche agronomique (Seck, 1991). En raison des potentialités en ressources (terres et eaux) et des aménagements (barrages), l'Etat a conféré à la région du fleuve Sénégal un rôle de premier plan dans la politique nationale de développement, singulièrement dans la stratégie d'autosuffisance et de sécurité alimentaire. Ainsi depuis plus d'une trentaine d'années, le delta du fleuve a connu de profondes mutations écologiques, environnementales et socio-économiques, en lien avec cette forte anthropisation de l'hydro-système (construction de barrages et de digues, développement d'une agriculture irriguée intensive). Ces mutations sont liées aux nouvelles pratiques agraires, imposées par l'intensification (irrigation par submersion, usage d'engrais chimiques et de pesticides), un environnement de nappe salée, des difficultés de drainage profond, une forte pression démographique. Ces contraintes induites, ont entrainé de sérieux problèmes, dans le milieu physique, qui vont à l'encontre des objectifs même de production. La pratique de l'irrigation, par submersion, dans un environnement de nappe salée, subaffleurante, et l'insuffisance du drainage profond, entrainent la remontée des sels qui effectent les sols et restreignent leur capacité de production. Le développement accéléré des influorescences dans les terres mises en valeur, contribue ainsi à la réduction des terres de culture dans le delta (Gning, 2014).

Il s'y ajoute les pollutions diverses de la nappe d'eau souterraine, par les épandages d'eau de drainage dans les dépressions et cuvettes. L'adoucissement des eaux, du fait du barrage de Diama, entraine, à son tour, le développement des espèces d'eau douce, notamment les plantes envaillissantes, en particulier le typha et la jascente d'eau douce, dont les conséquences sont, la réduction de l'hydraulicité des axes hydrauliques et l'euthrophisation du milieu. Il s'y ajoute aussi, la morphologie très plate, du delta, qui entraine les problèmes d'engorgement des sols, leur modification morpho-pédologique, la prévalence des inondations. Face à cela, l'autorité publique, à travers la SAED, cherche à corriger cette situation par la mise en place d'un meilleur environnement infrastructurel et financier (Projet MCA, 2010-2015). Ce projet est axé sur la promotion d'une agro-industrie performante et des conditions optimales et durables de maitrise de l'eau et d'aménagement des terres. Il commence par la résolution du problème du cadre physique et environnement, qu'est l'évacuation des eaux de drainage en vu d'assainir le milieu par la mise en place de l'Emissaire du Delta. Cette vision des pouvoirs publics a pour objet de relancer et diversifier les activités économiques (riziculture, maraîchage, élevage, pêche, artisanat, etc.) afin de lutter contre la pauvreté, assurer la sécurité alimentaire, maintenir dans le terroir la population. De nos jours, de nombreuses études et recherches ont été menées dans le delta et la vallée du fleuve

Sénégal. Ces études ont porté sur des questions diverses et d'actualité, en particulier, celles relatives aux changements climatiques, à l'impact des aménagements hydroagricoles sur le fonctionnement global de l'hydrosystème fluviolacustre, sur les ressources en eau, sur la propagation des crues, sur l'engorgement des sols et la modification morpho-pédologique des terres, sur la santé des populations, etc. Les travaux portant sur l'hydrologie du fleuve et ses inter-actions dynamiques avec les aquifères alluviaux sont nombreuses et variés. Sans être exhaustif, l'on peut citer les travaux de l'OMVS-USAID (1986-1990), EQUESEN (1990-1991), Diagana (1994) etc. Parmis ceux, en rapport avec les aménagements hydroagricoles, l'on trouve, notamment, Touzi (1988), OMVS/SOE (2007), Diaw (2008), Gning (2015). En ce qui concerne les changements climatiques, on trouve, entres autres, Magistro and Lo (2001), Gaye et al. (2013), Ngom (2013), Diaw et al. (2014), etc. Ceux focalisés, sur les études de crues, sont, notamment, Lamargat (2000), Wade et Rudant (2001), Kouamé (2003), Dia et al. (2006), Diaw et al (2010), etc.). Parmis ceux portant sur les phénomènes morpho-sédimentaires on trouve Barusseau et al. (1992), Kane (1997), Ba (1997), COSEC/SOGREAH (2002a), etc., et ceux portant sur la qualité des ressources en eaux et des sols, on note, entres autres, Diaw et al. (2007), Faye et al. (2009), Diaw et al. (2010), Diaw et al. (2008; 2012), Diaw et al. (2015), Gning (2015), etc.

Cette thèse a pour objectif global, l'étude du fonctionnement hydrodynamique et hydrogéochimique des eaux de surface et des nappes superficielles, dans un contexte de climat sahélien et d'intensification agricole. Elle s'inscrit dans un cadre d'étude des modifications des caractéristiques hydrologique, hydrogéologique et hydrochimique de l'hydrosystéme du fait des aménagements hydro-agricoles.

L'objectif, premier de cette thèse, est d'évaluer la qualité des ressources en eaux dans l'hydrosystème du delta en essayant d'apporter des éléments de réponse sur certaines questions que sont : a) l'origine de la minéralisation des eaux de surface et des nappes souterraines superficielles du delta ; b) les facteurs naturels et anthropiques qui peuvent affecter la qualité de ces ressources en eau; c) l'évolution de ces eaux dans le temps. Un travail préalable avait été réalisé dans le cadre de la thèse de doctorat de 3e cycle, soutenue en 2008, où l'hydrochimie et la minéralisation des eaux de surface et souterraines ont été abordées, à partir des ions majeurs. Pour approfondir ces aspects une approche méthodologique a été utilisée dans le cadre de cette thèse. Elle est basée sur la combinaison des approches hydrochimiques classiques et statistiques et sur le complément du bilan analytique, en particulier l'analyse des ions "brome" et "bore" ainsi que les éléments de traces. Ceci afin de mieux caractériser les facteurs de salinisation et discrétiser les sources de contamination (ceux d'origine naturelle et ceux d'anthropique). La méthode statistique est basée sur des analyses et des traitements statistiques multivariés des données (Analyse en Composantes Principales et HCA), et l'approche hydrochimique utilise les outils classiques d'interprétation des données chimiques (Diagrammes de Piper, diagrammes

bivarié, les rapports caractéristiques, les indices de saturation, diagramme de Korjenski, etc.). Ces deux approches méthodologiques sont réputées pertinentes dans la caractérisation des principaux traits des groupes d'eau et l'évaluation des processus géochimiques qui affectent la chimie des eaux. En complément aux ions majeurs et mineurs, des analyses statistiques des éléments "traces" ont été réalisées afin dresser un état des lieux vis-à-vis des ETM et voir s'il existe des facteurs ou des processus géochimiques additionnels contrôlant les ETM en solution et donc la qualité des eaux.

Le second objectif est de réactualiser l'état des connaissances sur le fonctionnement hydrogéologique, à partir de la piézométrie et des isotopes de la molécule d'eau. Au préalable, ces isotopes ont été utilisés pour caractériser les relations eaux de surface/eaux souterraines, les mélanges, les modes d'infiltration et de réalimentation des nappes alluviales et dunaires, mais aussi pour identifier les zones favorables aux inondations dans le delta du fleuve (Diaw et al, 2010 ; Diaw et al., 2016). Dans le cadre de ce travail la démarche méthodologique consiste à :

a) consolider les résultats déjà obtenus, à partir des outils d'interprétation classiques (statistiques et cartographiques) b) déterminer les modes d'acquisition saisonnière des caractéristiques isotopiques des eaux concernées c) quantifier les taux d'évaporation et de mélange dans les différentes composantes de l'hydrosystème, d) affiner le régime hydrologique des nappes et e) consolider le fonctionnement hydrogéochimique, en association avec les données hydrochimiques et piézométriques.

Le troisième objectif visé est de faire des évaluations quantitatives et qualitatives des potentialités de recharge pour valider le mode de fonctionnement hydrauliques des nappes dans les aquifères superficiels. L'estimation quantitative de la recharge a été réalisée en utilisant les approches hydrodynamiques, du bilan hydrologique et des traceurs isotopiques de la molécule d'eau (Diaw et al., 2019). Alors que l'estimation qualitative est basée sur l'utilisation combinée des techniques de la télédétection et des SIG, dont les résultats sont validés par les données d'estimation de la recharge, déterminées à partir des variations piézométriques et des traceurs isotopiques de la molécule d'eau (^{18}O, ^{2}H et ^{3}H) (Diaw et al., 2018). Ces deux approches méthodologiques ont permis l'identification des zones de recharge et la définition d'un modèle de gestion des ressources en eaux souterraines et des stratégies pour exploiter durablement les ressources en eau. Cette thèse est, au vu de ses objectifs, structurée en six chapitres.

Le premier chapitre intitulé « Généralité sur le delta et la basse vallée du fleuve Sénégal » présente une revue des principales caractéristiques physiques du milieu en abordant les aspects socio-économiques, climatologiques, géomorphologiques, pédologiques et hydrologiques. Il a permi d'apprécier les potentialités hydro-agricoles, les diversités du milieu mais aussi la dynamique d'évolution qui est à l'origine des transformations observées.

Le second chapitre est consacré à l'étude du cadre géologique et hydrogéologique de cette zone d'étude. Il fait le point sur les connaissances acquises et les caractéristiques géologiques et

hydrogéologiques des réservoirs souterrains, ceci dans le contexte plus général du bassin sédimentaire Sénégalo-mauritanien. Ce chapitre a permis de préciser à travers les séries litho-stratigraphiques, la diversité et la complexité du système hydrogéologique très affectées par la tectonique, les variations du climat et du niveau marin. Il indique aussi à travers le monitoring, le régime hydraulique des nappes superficielles, leur morphologie et hydrodynamisme.

Le troisième chapitre présente les matériels et méthodes utilisées. Il décrit les procédures de prélèvements des échantillons d'eau, des techniques de mesure in situ des paramètres physico-chimiques et des procédés d'analyses au laboratoire des échantillons d'eaux prélevées. Il aborde également l'utilité des approches méthodologiques et la pertinence des outils utilisés dans les études. Il s'est interessé sur comment peut-on intégrer ou croiser les outils statistiques (logiciel R et XLstat), hydrogéologique classique (logiciel Kaleida-Graph 4.0 et Diagramme version 5.2) et les techniques spatiale et les SIG (logiciel Arc Map, 9.3), dans le traitement et l'analyse des données hydrologiques et hydrogéochimiques. Et comment peut-on les rendre efficaces dans l'étude des différents problèmes abordés et dans l'atteinte des objectifs assignés pour ce type de travail !

Le quatrième chapitre est consacré à l'hydrochimie et la qualité des eaux. Il fait appel aux techniques hydrochimiques classiques et aux analyses statistiques multivariées (ACP, HCA et biplot), pour évaluer, au plan spatio-temporel les caractéristiques chimiques des eaux à travers les différents réservoirs souterrains et identifier et hiérarchiser le rôle des différents processus géochimiques impliqués dans l'acquisition de la minéralisation des eaux. Il a permis, à travers les différentes approches, de caractériser l'évolution des eaux et leur qualité qui est, par ailleurs, très sérieusement affectée par la salinité et par la contamination en certains éléments (NO_3, B, Br, Fe, Mn, Cu, Cd, Pb, Co, Cr, etc.).

Le cinquième chapitre, consacré à la géochimie isotopique, fait appel aux interprétations isotopiques classiques, aux analyses statistiques et aux techniques d'analyse spatiale (SIG), pour évaluer les caractéristiques isotopiques des eaux, les modalités de recharge des aquifères et le fonctionnement hydraulique de l'hydrosystème du delta. En association avec les données hydrochimiques, les données isotopiques doivent permettre de mieux comprendre, en particulier les systèmes aquifères et le contexte d'écoulement souterrain ainsi que leur impact sur les processus de salinisation ou d'acquisition de la minéralisation.

Le sixième chapitre porte sur l'évaluation des potentialités de recharge des aquifères superficiels. Il est axé sur deux approches a) une évaluation quantitative de diagnostic des ressources en eau souterraine, basée, d'une part sur le bilan hydrologique (variations piézométriques) et sur les traceurs isotopiques de la molécule d'eau (^{18}O, ^{2}H et ^{3}H), b) une évaluation qualitative basée sur les techniques combinant la Télédétection et l'analyse multicritère par les SIG.

CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉS SUR LA ZONE DU DELTA ET LA BASSE VALLÉE DU FLEUVE SÉNÉGAL

« Une bonne compréhension du milieu physique pose comme préalable l'examen des différents éléments qui composent le système et des relations qui les lient »'

I.1 Cadre physique

I.1.1 Situation géographique

La zone d'étude est une unité géographique deltaïque (de forme triangulaire) dont les bases sont constituées, à l'ouest, par une ligne de rivage sud-ouest/nord-est, (Saint Louis-Déby) long de plus de 100 km, au nord par l'axe fluvial ouest-est (Déby-Ronkh-Richard Toll) et à l'est, l'axe Saint Louis-Richard Toll, constituant la limite entre le Waalo (plaine d'inondation) et le Diéri (dunes). Cette zone, englobe ainsi le delta (Saint-Louis et Richard Toll) et la basse vallée (Richard Toll-Dagana). Elle constitue la partie aval du grand bassin hydrologique du fleuve Sénégal. Au plan géographique, elle est comprise entre les longitudes 15°40' et 16°35' ouest et les latitudes 15°45' et 16°35' nord et couvre la partie nord-ouest du Sénégal. C'est un espace intermédiaire limité et influencé à la fois par l'océan Atlantique à l'Ouest, au nord par la grande région du Trarza désertique (Mauritanie), à l'Est et au Sud par la grande région aride du Ferlo (Fig.1). Le climat est caractérisé par un régime sahélien qui est influencé, dans la bordure océanique, par l'alizé maritime des Açores, qui soufflent de permanence toute l'année, apportant ainsi l'humidité et la fraicheur. Il s'agit d'une plaine alluviale d'une superficie de 6 000 km² environ, irriguée par un réseau anastomosé de défluents du fleuve qui alimentent les lacs de Guiers et du R'hiz et constitué de dunes littorales et continentales d'altitudes variables.

Figure 1*: Carte de situation géographique du delta et de la basse vallée du fleuve Sénégal*

I.1.2 Activité socio-économique

L'économie de la région du fleuve a, de tout temps, été au cœur des enjeux hydro-agricoles. A ce titre elle est confrontée à de nombreuses contraintes d'ordre physiques, hydrologiques (salinisation, inondation, irrégularité des crues, érosion, etc.) et humains (conflits, fonciers, et agro-pastoraux). Subissant les influences continentale et marine, le delta dispose d'un écosystème riche et biodivers. Ceci explique la confluence d'activités diverses, qui y sont actuellement développés, en particulier, l'agriculture irriguée, en lien avec la construction d'ouvrages hydro-agricoles (barrages, endiguements divers). De nos jours, le delta constitue un pôle d'attraction pour les industries, les exploitants agricoles et les populations en quête de conditions de vie meilleures. La population de la zone d'étude est estimée à peu près, à 423 090 habitants. La densité de la population est évaluée à plus de 600 habitants/km² dans les communes de Richard Toll, Saint-Louis et Dagana. En dehors de ces axes de densité, les petites villes et les villages, souvent éloignés, les uns aux autres sont moyennement peuplés (entre 35 et 16 habitants/km²) et faiblement peuplés (entre 10 et 4 habitants/km²), ceci en dépit des énormes potentialités offertes par le milieu. Dans le delta, l'accès aux ressources (terres, zones de pêche) fait l'objet d'un contrôle par les catégories sociales. L'organisation du peuplement traduit la combinaison des activités et la position des groupes dans le système social. Les principales sociétés de la vallée (Soninké dans la haute vallée, Halpulaar dans la moyenne vallée, Wolof dans le Delta) sont en effet très hiérarchisées (Magrin et Seck, 2006). Le peuplement de la zone est historiquement d'origines géographiques diverses, mais les Wolofs sédentaires et majoritaires occupent essentiellement les berges du fleuve et les abords de la route Saint Louis–Rosso. Ils cohabitent avec des Peulhs (nomades), les Sérères, les Bambaras et les Maures (Fig.2).

De nos jours, les flux migratoires sont impulsés par l'existence d'un environnement infrastructurel favorable et par la mise en application des nouvelles politiques, agricole (irrigation, agro-industrie, micro-crédit, mesures incitatives, etc.) qui ont bouleversé les pratiques agricoles traditionnelles. Ainsi, l'accroissement de la population suit le rythme des aménagements avec l'arrivée régulière d'ouvriers agricoles favorisée par la présence permanente de l'eau qui donne à la région toute sa vitalité agricole, halieutique et pastorale.

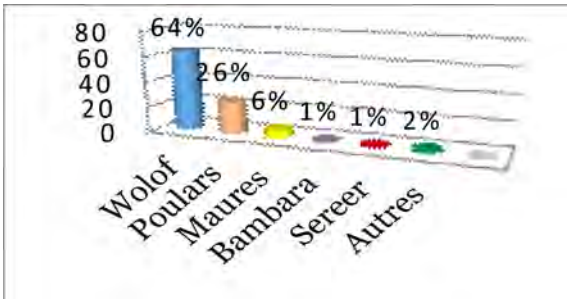


Figure 2 *: Répartition ethnique de la population dans le delta et une partie de la basse Vallée du fleuve Sénégal (source ANDS, 2014).*

L'agriculture est le pilier du secteur primaire. Elle s'est développée, en grande partie, grâce au fleuve Sénégal, qui est le socle de la mise en place d'un système agro-halio-sylvo-pastoral, basé sur une complémentarité des différentes activités. Jusqu'au début des années 1970, la mise en valeur de la terre reposait essentiellement sur deux systèmes de culture que sont, les cultures de décrue du waalo et celles pluviales du Diéri, l'élevage venant en appoint. En saison sèche, après le retrait du fleuve, les populations pratiquaient la culture de décrue sur les terres qui étaient inondées ou waalo. Les variétés cultivées étaient le sorgho, le maïs, le niébé, etc. Selon l'importance des crues, les terres mises en valeur variaient de 1500 ha (par exemple en 1972) à 80.000 ha (moyenne en année normale) (Diop, 2009). Dans le diéri, terre hors zone d'atteinte de la crue, les cultures sont aléatoires puisque dépendantes de la pluie. Le petit mil est la spéculation la plus cultivée occupant près de 80% des surfaces agricoles.

Face aux aléas climatiques, l'agriculture irriguée est devenue une priorité de l'état, pour développer la diversification des sources de revenus et de production (résorber le déficit céréalier, consécutif au mode de production pluviale). L'état, avec l'appui de l'OAD, a mis en place, en 1965, la S.A.E.D, société nationale chargée de l'aménagement et de l'exploitation des terres du delta du fleuve Sénégal et des vallées du fleuve Sénégal et de la Falémé. Cette société a pour but de développer la riziculture irriguée, l'encadrement, la formation et l'appui à l'organisation paysanne et la vulgarisation des nouvelles techniques agricoles. Il s'agissait donc d'un objectif de production pour l'autosuffisance alimentaire associé à une politique de maintien, en place, des populations dans un contexte d'exode rural massif. En effet, la dégradation des conditions climatiques, à partir des années 1970, a incité l'état à mettre l'accent sur l'irrigation, comme un axe privilégié d'intensification et de sécurisation de la production agricole, en complément à l'agriculture pluviale. Ainsi, les pratiques agricoles traditionnelles ont été progressivement remplacées par une agriculture moderne de type intensive avec la multiplication des aménagements hydroagricoles et la valorisation des terres (riziculture, maraîchage, etc.).

Cependant à partir de 1984, sous la pression des partenaires financiers, l'état va adopter la politique de la réforme agricole et foncière qui conduit au désengagement de la SAED au profit de l'entreprenariat privée. Ce désengagement est dicté par la lourdeur des coûts de prise en charge des producteurs par l'état. Ainsi, la SAED va devenir une société conseil, chargée de l'aménagement des terres pour des exploitants agricoles organisés en groupements de producteurs. De nos jours, on assiste au développement d'une initiative privée sous la forme de petite agriculture familiale (individuelle ou collective), des Groupements d'intérêt économique (groupements professionnels ou inter professionnels 42,5%) et des exploitants privés (agro-industrie, agrobusiness, grands domaines d'exploitation 52,4%). Ce sont ces superstructures qui contrôlent l'essentiel de la production agricole actuelle.

L'engagement des paysans dans l'agriculture irriguée est devenu incontestable et leur exploitation

fournit dorénavant les bases des économies familiales. Cette expansion de l'agriculture (en partiulier la riziculture et le maraîchage), dans le delta, est rendu possible grâce à la mise en eau des barrages de Diama (en 1986) et de Manantali (en 1989). Il s'en est suivi une forte augmentation des superficies surtout avec l'installation du privé (Schmitz, 1995) et une élévation spectaculaire des rendements de la riziculture de 3,5 à 7 t/ha (Boutilier, 1989). La promotion de l'initiative privée, sur les activités directes de production, a transformé l'environnement socio-économique. On assiste à une accélération des exploitations et une diversification des filières de productions.

A côté de la riziculture, le maraîchage se développe avec, en saison froide, des spéculations telles que la tomate, le haricot vert, l'oignon, le blé, le maïs, la patate douce, et l'arachide en période chaude. L'horticole s'y développe également aux cotés de la canne à sucre. Cette prolifération des périmètres irrigués et des spéculations polarise de plus en plus des populations (40 à 60 %).

À côté des agro-industrielles (CSS, GDS, SOCAS, NTI, etc.), tournées vers l'exportation, se trouvent de petits exploitants qui combinent agriculture (riz, mil, arachide oignon, sorgho, manioc, maïs) et élevage (bovins, petits ruminants), élevage souvent de type extensif, rarement de type intensif (ANDS, 2014). Cette cohabitation "agriculture/élevage", est le fait de la coexistance entre différents modes d'exploitation du terroir. La pêche, pratiquée essentiellement par les Ouolofs, l'agriculture, par les Soninkés et l'élevage, par les Peuls et les Maures. Ces modes d'exploitations, en apparence différents, ont fini par se confondre dans un brassage culturel, au fil de l'histoire commune des peuples.

L'élevage et l'agriculture sont devenus, dans le contexte actuel, des sources importantes de trésorerie qui permettent d'effectuer de l'épargne. Ainsi, malgré les conflits récurrents entre agriculteurs et éléveurs, le compromis est souvent de mise puisque un agriculteur est souvent à la fois éleveur et vice-versa. Il s'y ajoute la politique d'encadrement des éléveurs, mise en place par l'état à travers le SAED, la définition des zones de parcours "bêtail" et la limitation de la transhumance. Celle-ci se faisait en saison des pluies en direction des zones dunaires du "Dieri" et en saison sèche, vers les pâturages de décrue des cuvettes exondées.

De nos jours, l'intensification agricole (système irrigué) et le développement de l'agro-industrie, on assiste au recul des zones agricoles traditionnelles et donc, à la libération d'espaces pour le pâturage. Parallélement, l'élevage s'est en lui-même transformé, grâce au développement de l'agropastoralisme, qui constitue une véritable «révolution» dans le delta (Tourrand et Landais, 1994). L'agropastoralisme, bien que dépendante des ressources en eau, des sous produits de l'agriculture, et de la main d'œuvre salariée, s'est substitué au nomadisme. Il a permis de réduire la transhumance (Schmitz, 1995) et d'accroitre la valeur économique du cheptel et les sous-produits de l'élevage (Tourrand, 1993). A côté de l'agriculture, la pêche développée dans le Waalo, constitue une source d'alimentation locale en protéines mais aussi une source de devise permettant de faire de l'épargne. Cette activité est cependant en déclin avec une baisse continue

des prises sur l'ensemble. Ceci pose de sérieuses inquiètudes quant à l'avenir de ce secteur. Certains observateurs lient cet infléchissement, du secteur de la pêche, à la mise en place des barrages, notamment Diama qui ne dispose de passe à poissons et donc coupe leur migration de l'océan au fleuve qui constitue souvent leur zone de frayère. Il en est de même de Manantali. Les impacts, de ces ouvrages, sur l'environnement (baisse sensible de la salinité, prolifération des végétaux aquatiques, etc.) contribuent également à cette baisse du secteur. Actuellement, en dépit des efforts déployés pour leur développement, la pêche continentale et la pisciculture sont encore au stade primaire. En dehors de ces activités, les populations peuvent exercer d'autres activités économiques souvent génératrices de revenus comme l'artisanat et le commerce, ect.

I.1.3 Infrastructures hydrauliques du delta

Dans le cadre de son développement agricole, la configuration hydraulique du delta a beaucoup évoluée, depuis 1964, date de mise en place des digues périphériques le long du fleuve Sénégal en rives droite et gauche (partie sénégalaise). Ces digues ont permis aux gestionnaires, du développement agricole, de développer une agriculture irriguée à grande échelle avec planification du système d'alimentation en eau et de drainage. Cette digue est jallonnée par de nombreux ouvrages de régulation au passage des défluents (OMVS/USAID, 1990). La localisation de ces ouvrages hydrauliques et des villes repères est faite sur la figure 3. L'ouvrage sur la Tahouey permet de réguler le plan d'eau du lac de Guiers par la fermeture des vannes et période de crue et leur ouverture en période d'étiage. Hors mis ces apports par le canal de la Tahouey, le lac ne reçoit pas d'autres apports. La nappe d'eau, sous-jascente, n'y contribue pas, la cote d'exploitation étant toujours au-desssus du niveau piézométrique. Avec la mise en place de ces infrastructures hydrauliques, le delta connait une meilleure valorisation de son schéma hydroagricole avec l'exploitation de plusieurs périmètres irrigués : Débi, Boundoum, Grande Digue-Tellel, Kassak Nord et Sud, Thiagar, Balky, Sousse, NDombo (Tableau 1). La SOCAS exploite les périmètres de Savoigne, l'ISRA exploite celui de N'Diol, et la CSS exploite la plantation sucrière entre Richard Toll et Dagana. La Compagnie Sucrière Sénégalaise (CSS) est la première à avoir investi la zone dans les années 1970 pour la production de sucre (100 000 tonnes par an soit 70% des besoins nationaux) et dispose pour ce faire de plus de 19 000 hectares bornés dont elle exploite en régie 8 000 à 9 000 hectares.

Le système de drainage actuel de tous ces périmètres s'effectue soit par gravité ou par pompage (Tableau 1). À ces grands périmètres (agro-industriels et cultures d'exportation) s'est associée une multitude de petits périmètres irrigués villageois (PIV) mis en place à la faveur du nouveau contexte lié aux réformes institutionnelles et à la plus grande structuration et organisation des acteurs dans le secteur. D'autres entreprises agro-industrielles se sont installées plus récemment, tournées vers une production agricole d'exportation. On retrouve notamment les Grands

Domaines du Sénégal (GDS) (sur la tomate, la cerise), et la Société des Cultures Légumières (SCL) sur le maïs doux.

Avec l'appui de l'AFD (Agence Française de Développement) et du MCA (Millenium Challenge Account), l'état est en train de renforcer les investissements hydrauliques et les potentiels hydroagricoles par la mise en place de nombreuses infrastructures structurantes nouvelles ou réhabilitées (pont-barrage, canaux d'irrigation et de drainage, route, etc.) et d'aménagements hydroagricoles dans le delta et la moyenne vallée du fleuve Sénégal. Toutes ces interventions visent à améliorer les capacités d'irrigation, étendre les périmètres irrigués, améliorer l'hydraulicité des axes majeurs (Gorom, Djeuss, Lampsar, lac de Guiers, etc.) et des aménagements secondaires par dragage et éliminer le typha. Et tout cela ne sera pas sans conséquence sur l'environnement biophysique et leur écosystème associé, et sur le devenir des ressources en eau et des sols. Surtout avec les problèmes d'évacuation et de gestion des eaux usées qui pourront accentuer davantage les risques de salinisation et de pollution des sols et des eaux grâce à l'usage abusif des engrais et des pesticides dans la zone.

Tableau 1 : Grands périmètres Hydro-Agricole (SAED, SONADER, PRIVE)

Station de pompage	Source alimentation	Périmètres desservies	Superficie nominale en hectare	Lieu de vidange
RONCQ	Fleuve	Cuvette Lampsar		Noar+krankaye
RONCQ	Fleuve	SOCAS, ISRA	2500	Pardiagne
RONCQ	Fleuve	Grande Digue Tellel	2175	Ndiael
RONCQ	Fleuve	Kassack sud	527	Ndiael
RONCQ	Fleuve	Kassack Nord	800	Ndiael
THIAGAR	Fleuve	Thiagar	1900	Diovol
THIAOUWAR	Fleuve	Boundoum	3200	Gorom Aval
DEBI	Fleuve	Debi	1500	Fleuve
GMP	Tahouhey	Ndombo	300	Ancienne Tahouey
GMP	Tahouhey	Thiago	500	Ancienne Tahouey
CSS	Fleuve	CSS, Balky, Sousse	7500	Diovol + lac de Guiers
MPOURIE	Fleuve	Mpourie	1216	Fleuve

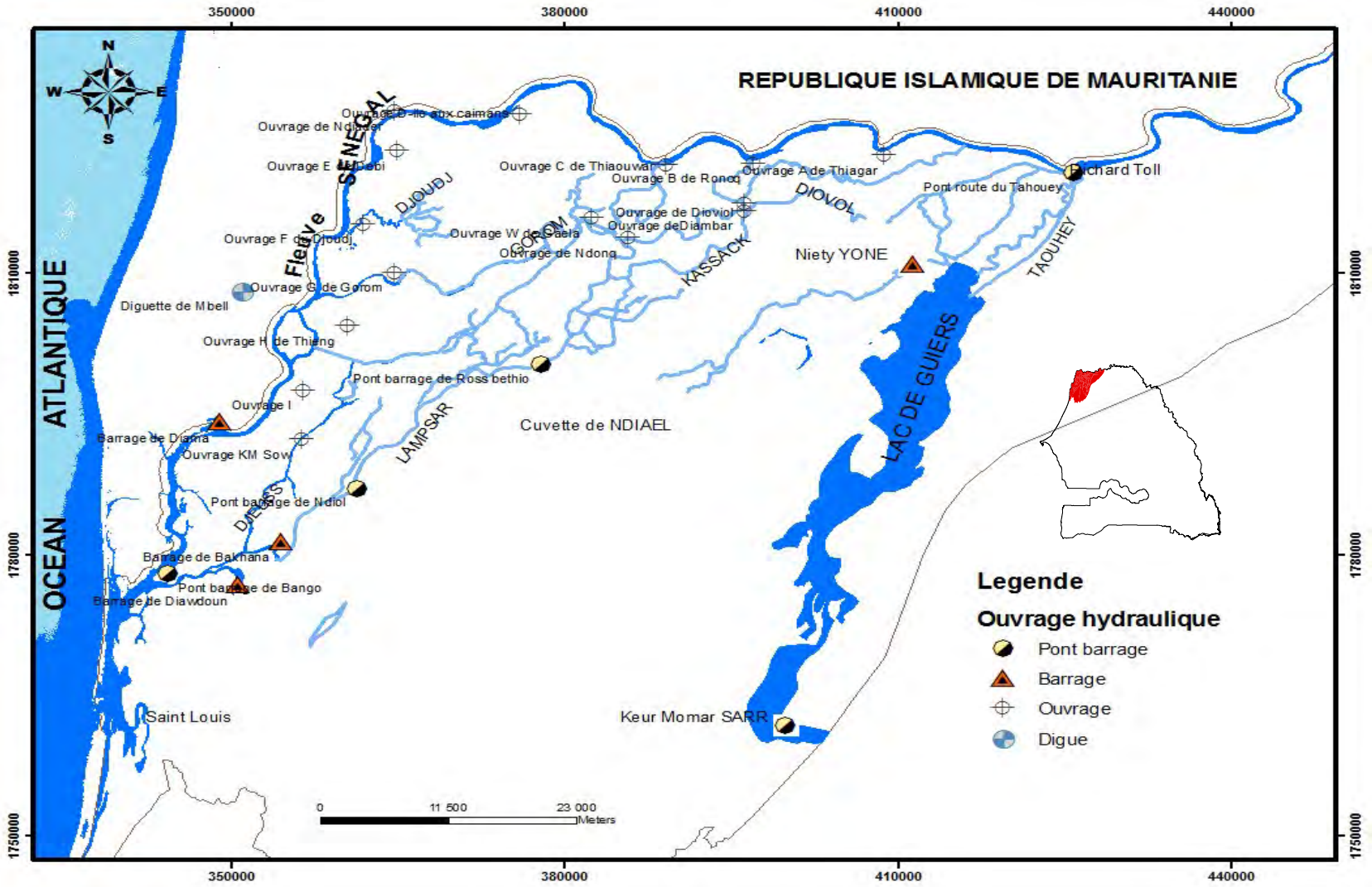


Figure 3*: Localisation de certains ouvrages hydrauliques dans le delta du fleuve (source SAED, 1989)*

I.2 Caractéristique du climat

Le climat est sous l'influence de trois courants principaux (Toupet et al., 1977). L'Alizé maritime, issu de l'anticyclone des Açores, l'harmattan, alizé continental, charge de poussière, issu de l'anticyclône maghrébin puis la Mousson, vent chaud et humide, issue de l'anticyclône de Sainte-Hélène dans l'atlantique sud. Ce vent, chargé d'humidité, du fait de son long parcours océanique est porteur de pluie et arrose l'Afrique occidentale. Pour analyser ces variations climatiques, nous avons utilisé les données climatiques de l'ANACIM, de la S.A.E.D et d'Olivry (1983) où de longues séries ont été analysées sur des stations du Sénégal et même de l'Afrique de l'Ouest. Les stations respectives de Saint-Louis au sud-ouest de la zone, de Dagana au nord-est et de Bakel au sud-est, ont été choisies sur la base de leur position et de la régularité des séries pluviométriques. Dans ce qui suit, une briève décription du climat est faite sur la base de ces données.

I.2.1 Régime pluviométrique

L'analyse des précipitations a été faite dans le but de bien appréhender les mécanismes de recharge et d'interaction des ressources en eaux (eau de surface/eau souterraine).

I.2.1.1 Mécanisme régional des pluies

La région d'étude est située dans la bande sahélienne qui doit essentiellement ses caractères climatiques aux flux d'alizés boréaux et à la Mousson atlantique d'origine australe, séparée par l'équateur météorologique qui est la zone de convergence intertropicale (ZCIT). Cette zone est très instable au cours de l'année (Leroux, 1996, Taupin et al., 2002, Nicholson, 2009). Les vents méridiens, associés aux AEJ (African East Jet), aux TEJ (Tropical East Jet) et à la surface de convergence de la zone produisent un champ de divergence qui est considérablement plus complexe que celui suggéré par le concept simple de la ZCIT. La durée de la saison pluvieuse est équivalente à celle de l'influence de la ZCIT et les précipitations maximales sont centrées au moment de la couverture maximale qui correspond au mois d'août dans le pays (Nicholson, 1981). Le FIT se déplace entre le 4^{e} et le 20^{e} parallèles nord, lattitudes qu'il atteint respectivement en janvier et juillet. En période estivale, l'avancée de la mousson vers le nord, facilitée par la dépression continentale centrée sur le Sahara, permet d'aroser l'Afrique occidentale (Fig.4). Ces précipitations dépendent de la position latitudinale de la ZCIT (Leroux, 1983 ; Nicholson, 2009 et 2012) et de sa structure qui est caractérisée par une variabilité d'humidité Tomas et al., 1999 (Fig.5). Les mécanismes de pluviogenèse qui leur sont liés sont assez complexes, et dépendent du bilan radiatif, de la vitesse de propagation de JEA (10 à 14 m.s^{-1}), de JET, de la ZCIT et de leur différence (Fig.6). Cette origine convective à petite échelle est responsable de prés de 80% des précipitations enregistrées dans le Sahel. Elle peut se traduire sous forme de cumulonimbus isolés ou d'amas nuageux, organisés sur plusieurs centaines de kilomètres de large qui se déplacent d'est en ouest (Taupin et al., 2002), ou bien sous forme d'amas de nuages à grand

développement vertical, qui provoquent des précipitations brèves, violentes principalement orageuses (BRGM, 1984). La ZCIT peut séjourner dans le delta de juin à octobre avec une plus grande extension en juillet-août. La variabilité interannuelle des pluies est controlée par la nature et l'importance des précipitations qui sont conditionnées par les va-et-vient incessants de ces différentes masses d'air (Travi et al, 1987) qui sont bien perceptibles en pointillets dans la figure 4 et 5.

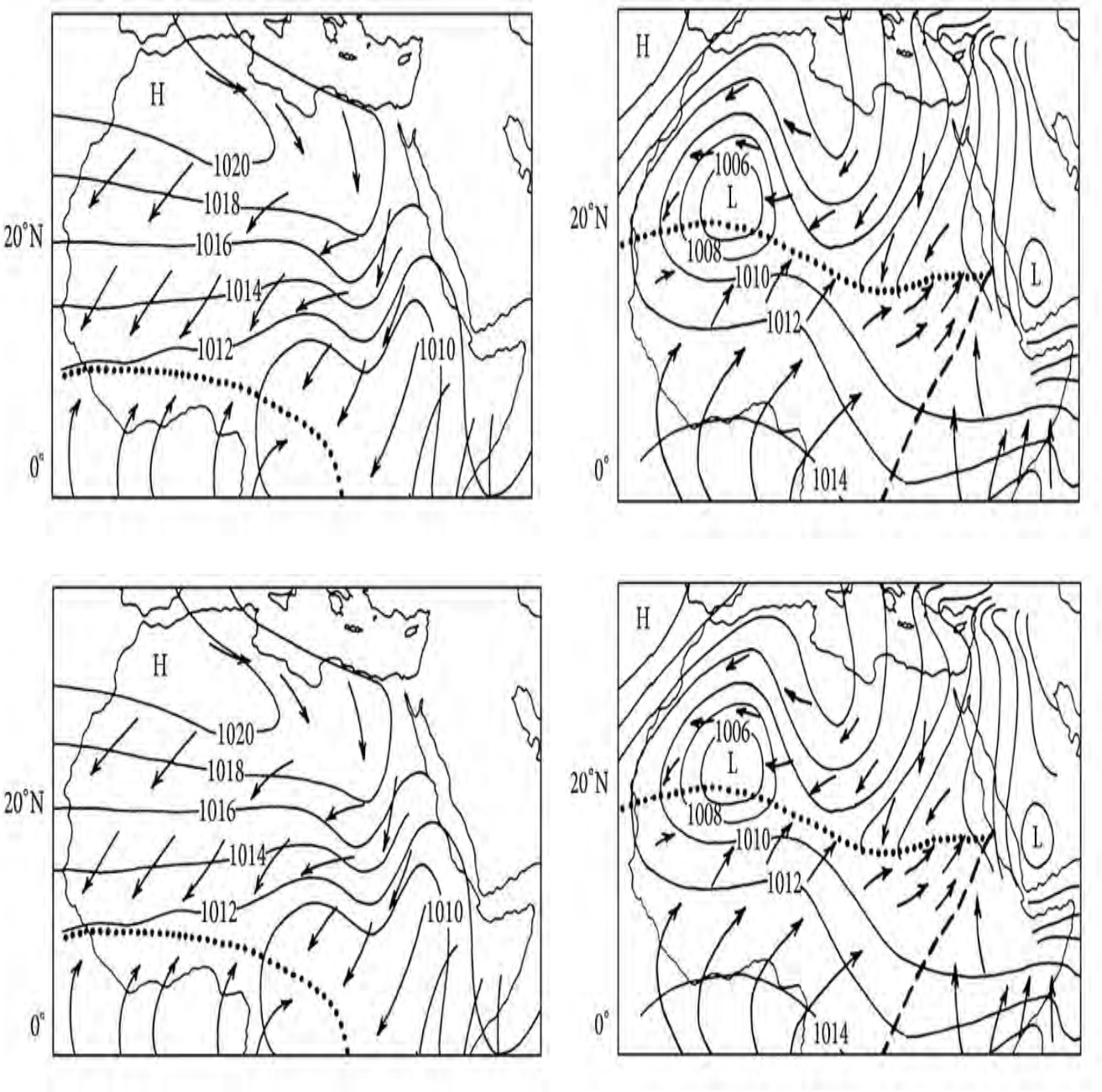


Figure 4*: Représentation schématique des vents de surface (flèches) et des pressions (mb) en Afrique de l'ouest durant l'hiver (circulation en janvier) et le pic de la Mousson d'été (circulation juillet-Aout) (d'après Nicholson, 2012).*

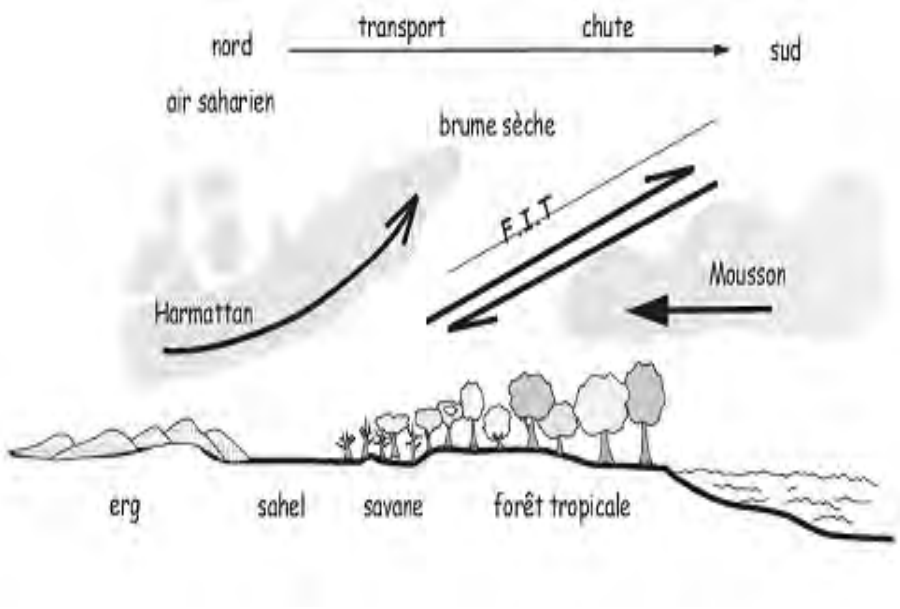


Figure 5*: Schéma de balancement du FIT et de la circulation des poussières sahariennes* (Source BRGM, 1984)

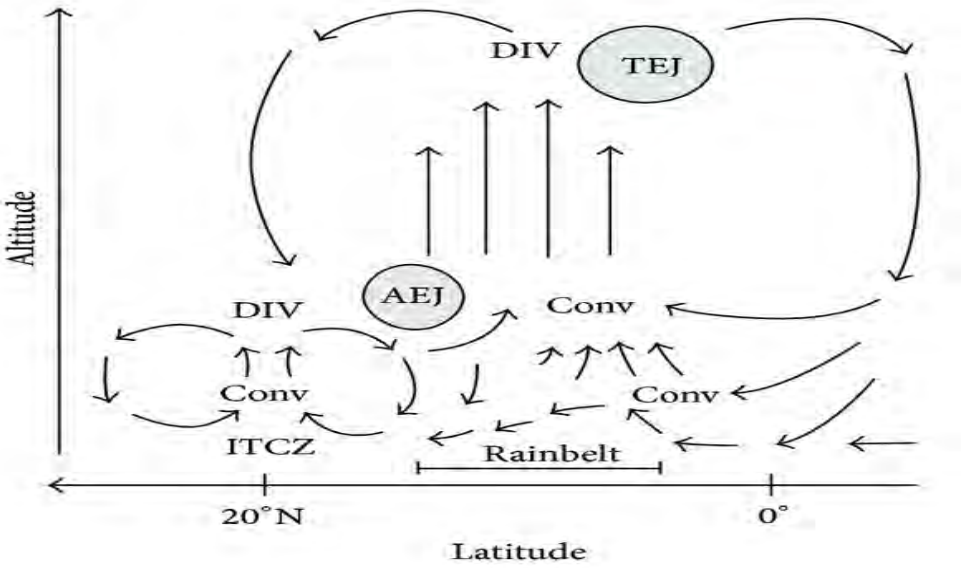


**Schéma de la bande pluvieuse en Afrique de l'Ouest : le diagramme en haut est une coupe verticale du mouvement vertical moyen (10^{-2} HPa^{-1}) en août. La région principale de l'ascension se situe entre les axes du jet d'Est Africain (AEJ) et le jet d'est tropical (TEJ). Une région d'ascension peu profonde correspond à la position en surface de la Zone de Convergence Intertropicale (ITCZ) et du centre de chaleur saharienne faible. Le diagramme en bas donne la moyenne des précipitations en août moyen en fonction de la latitude et de l'emplacement du Sahel indiqué sur l'axe latitudinal.*

Figure 6*: Représentation schématique de l'image révisée de la Mousson ouest-africaine (source Nicholson, 2009).*

I.2.1.2 Description des précipitations

La zone d'étude est circonscrite dans la partie occidentale de la bande sahélienne entre les isohyètes 200 et 400 mm. Comme partout dans le Sahel, le cycle annuel de la précipitation est unimodal et se caractérise par une alternance de période sèche très longue (8 mois) et de période humide (4 mois). Les événements pluvieux commencent en juillet et se terminent en octobre.

Les mois d'août et de septembre sont les plus pluvieux et représentent, respectivement, pour les stations de Saint-Louis, Dagana et Bakel, 70%, 60% et 65% des précipitations annuelles (Fig.7). Les mesures de précipitations ont débuté, respectivement, aux stations de Saint-Louis en 1854, Dagana en 1920 et Bakel en 1923. Pour des questions d'harmonisation nous avons considéré les mesures des pluies à partir de 1923. La moyenne, de la période "1923-2013", est respectivement de 316 mm (à Saint-Louis), 260 mm (à Dagana) et 498 mm à Bakel. L'analyse de l'évolution interannuelle des pluies au cours de cette période, montre une importante variabilité et une baisse importante de la pluie à partir des années 1970. Cette baisse est le début d'une sècheresse généralisée, observée partout au Sahel et qui s'est poursuivie jusque dans les années 1990-2000 (Nicholson, 1981 ; Lamb et Peppler, 1992 ; Sultan et al., 2001 ; L'Hote et al., 2002 ; Le Barbe et al., 2002 ; Cabral, 2011 ; Bodian et al., 2011, Lucio et al., 2012, Faty et al., 2017).

Le déficit moyen de la période 1973-1992 est calculé à partir de l'écart à la moyenne de la période 1923-2013. Aux stations de Saint-Louis, Dagana et Bakel, il est respectivement de 32%, 29%, 8% (Tableau 2). Le calcul de l'indice pluviométrique moyen permet d'analyser la variabilité temporelle des précipitations. Cet indice est calculé à partir de l'équation de Bergaoui & Alouini, 2001 :

$$Ip = \frac{Pi}{Pm} - 1$$

Ip : indice pluviométrique ; Pi : pluviométrie annuelle ; Pm : pluviométrie moyenne.

La représentation graphique de cet indice dans ces stations (Fig.7), permet de distinguer une variabilité des précipitatations durant la période de 1923-2013 et d'appréhender sa variabilité spatiale. Par exemple à Saint-Louis, on constate une alternance de période humide qui va de 1928 à 1957 et une période sèche, de 1958 à 2003 ; à Dagana: une période humide, 1928 à 1970 et une période sèche, de 1971 à 2003 ; à Bakel deux périodes humides, 1935/1970; 1991/2003, une période sèche, 1971/1990 et une période moyenne, 1923/1935. Ces successions de phases humides et sèches et ces variabilités spatio-tempolles ont été également notées dans cette partie du Sahel (Olivry, 1983 ; Ahmed, 2013).

L'analyse globale de l'évolution spatiale de la pluie à ces stations indique une alternance entre une saison humide et une saison sèche. L'on y relève également un gradient pluviométrique qui augmente du nord au sud (Saint-Louis-Bakel) et de la côte vers l'intérieur du continent (Saint-Louis-Dagana). La comparaison des hauteurs de pluies annuelles, enregistrées durant la période qui correspond à la normale humide (1923-1952) et celle sèche (1973-1992), montre respectivement des déficits de prés de 51% et 40% à Saint-Louis et Dagana (Tableau 2). Ces déficits pluviométriques ont été observés dans tout le Sahel par de nombreux auteurs (Nicholson, 1981 ; Lamb, 1983 ; Lamb et Peppler, 1992 ; Taupin, 1997 ; Le Barbe et al., 2002, Ahmed, 2013, etc.).

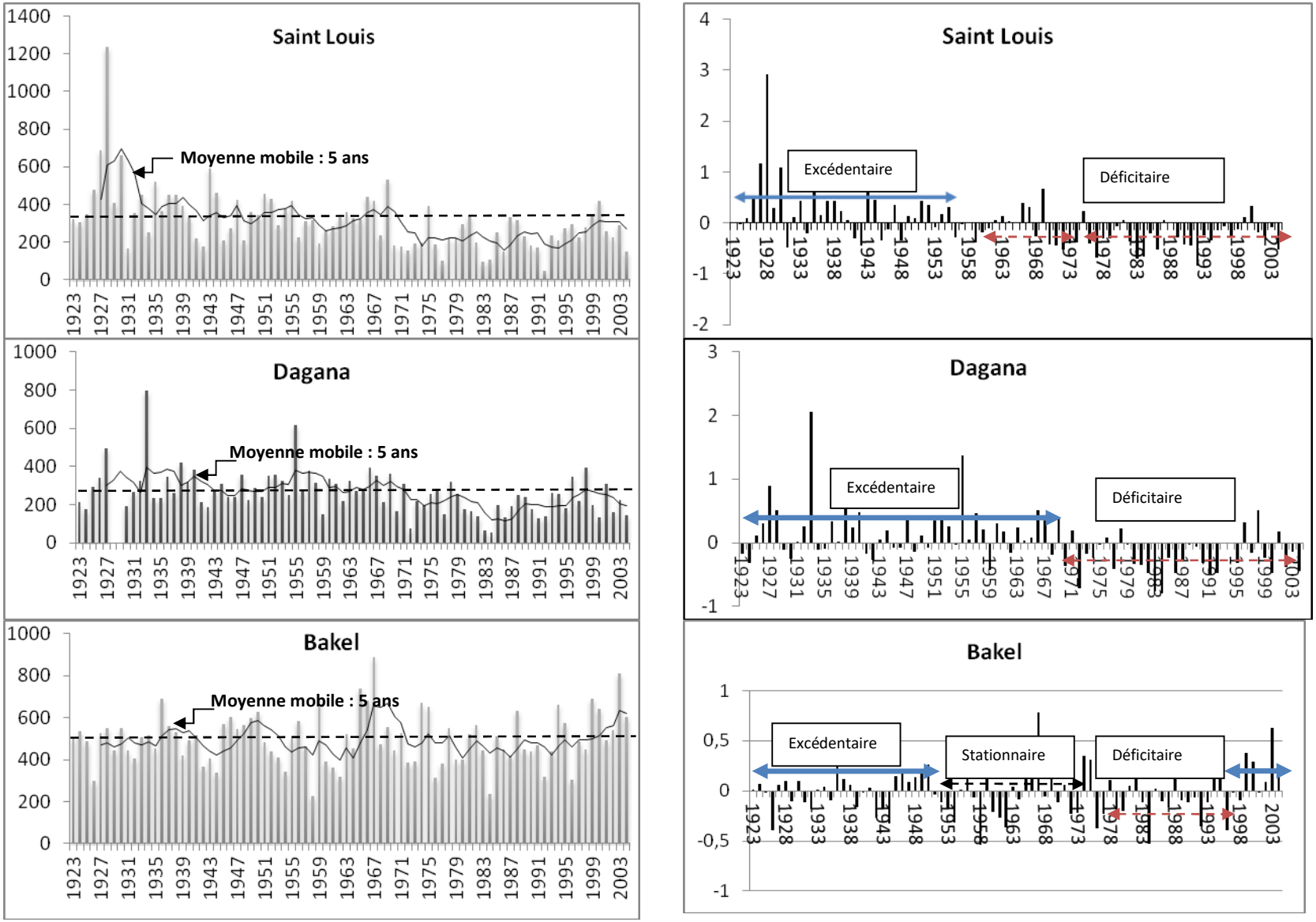


Figure 7*: Pluviométrie annuelle et indices pluviométriques aux stations de Saint-Louis, Dagana et Bakel (1923-2013)*

Une analyse détaillée de la dernière période qui dure vingt ans et qui permet de caractériser la tendance des pluies actuelles (1993-2013), aux différentes stations, montre que la moyenne de cette période reste bien inférieure à celle de la période humide (1923-1952) ainsi que celle de la période globale (1923-2013). Cependant, le déficit est plus important à la station de Dagana. Par contre, au niveau de la station de Bakel plus au Sud (entre 1993-2013), nous avons plutôt constaté un retour à la normale de la pluviométrie dépassant même les moyennes pluviométriques de la période globale (1923-2013) et de la période humide (1923-1952) (Tableau 2). Cette nouvelle tendance du régime pluviométrique qui diffère de celle des années de sécheresse (1973-1992), observée partout ailleurs au Sénégal, est marquée d'après Salack et al., 2012, par des différences en termes de typologies et de distributions des pluies journalières.

Tableau 2 : Moyennes interannuelles des pluies (mm) et écart à la moyenne 1923-2013 (en %) aux stations de Saint-Louis, Dagana et Bakel

Période	Saint-Louis		Dagana		Bakel	
	Moyenne (mm)	Ecart (%)	Moyenne (mm)	Ecart (%)	Moyenne (mm)	Ecart (%)
1923-2013	316		260		498	
1923-1952	436	37,97	306	17,69	498	0,00
1953-1972	301	-4,75	296	13,85	497	-0,20
1973-1992	212	-32,91	185	-28,85	459	-7,83
1993-2013	271	-14,24	205	-21,15	569	14,26

I.2.2 Les Saisons

Comme partout ailleurs dans le bassin du fleuve, les facteurs climatiques sont, sous le contrôle des conditions aérologiques régies par la dynamique et la confluence des alizés, de l'harmattan et de la mousson (Fig.4 et 5), à l'origine de deux saisons bien contrastées :

- **Saison sèche**

Cette période correspond à l'influence des alizés du nord, issus des anticyclônes, des Açores et du Maghreb chauds et secs, chargés de poussières, soufflant sur la partie continentale du domaine. Ces vents qui soufflent en permanence de novembre à mai dans le bassin du fleuve Sénégal sont constitués par :

- l'alizé maritime, issu des Açores, vent frais et humides de direction Nord-Nord-Ouest, se limitant au littoral. Ce vent est à l'origine du climat doux dans la région côtière (Saint-Louis).

- l'alizé continental ou harmattan[1], souffle nord-est/sud-ouest. Il est issu de la cellule des hautes pressions maghrébines. Il commence à souffler à partir du mois de mars sur tout le nord de l'Afrique occidentale, selon Leroux (1972). Ce vent continental chaud et très sec est responsable des transferts d'air souvent évaporatifs, des tempêtes de sable et des brumes sèches (Monteillet, 1988). Pendant la saison sèche, le delta est sous régime essentiellement imposé par l'alizé

continental ou harmattan, avec des vitesses comprises entre 8 et 14 $m.s^{-1}$. La zone est alors affectée par de forts taux d'évaporation et d'ensoleillement et des taux d'humidité très faibles. De mars à juin les températures sont hautes avec des minimas de 16-23°C et des maximas de 35-40°C, et culminent, au mois de mai à plus de 40°C. L'humidité relative, d'abord très basse, augmente progressivement avec l'approche de la saison des pluies. En hiver, les températures sont basses, avec des minimas de 12-16°C et des maxima compris entre 30-34°C. L'humidité relative est basse avec, généralement des valeurs comprises entre 50% et 55% durant les mois de décembre à février (Fig.8).

- **Saison humide**

Durant cette période, la mousson souffle sur l'ensemble du bassin à partir du mois de juin. Il s'agit d'un vent du sud (anticlône de Saint-Héleine dans l'atlantique sud), très humide, et générateur de pluie soufflant sud-sud ouest/nord-nord-est. Il entre au Sénégal par le sud-est et prend une direction nord-nord-ouest (Leroux, 1991). Ce vent couvrent progressivement sur toute l'Afrique de l'Ouest et s'étalent sur une durée d'environ cinq mois dans la zone. Cette saison est caractérisée par des températures journaliéres moyennes variant entre les minimas (24-26°C) et les maximas (32-34°C). Les valeurs de l'humidité relative de l'air sont les plus élevées. Elles présentent des maximas et des minimas journaliers qui varient respectivement entre 77%-95% et 61%-68% (Fig.8).

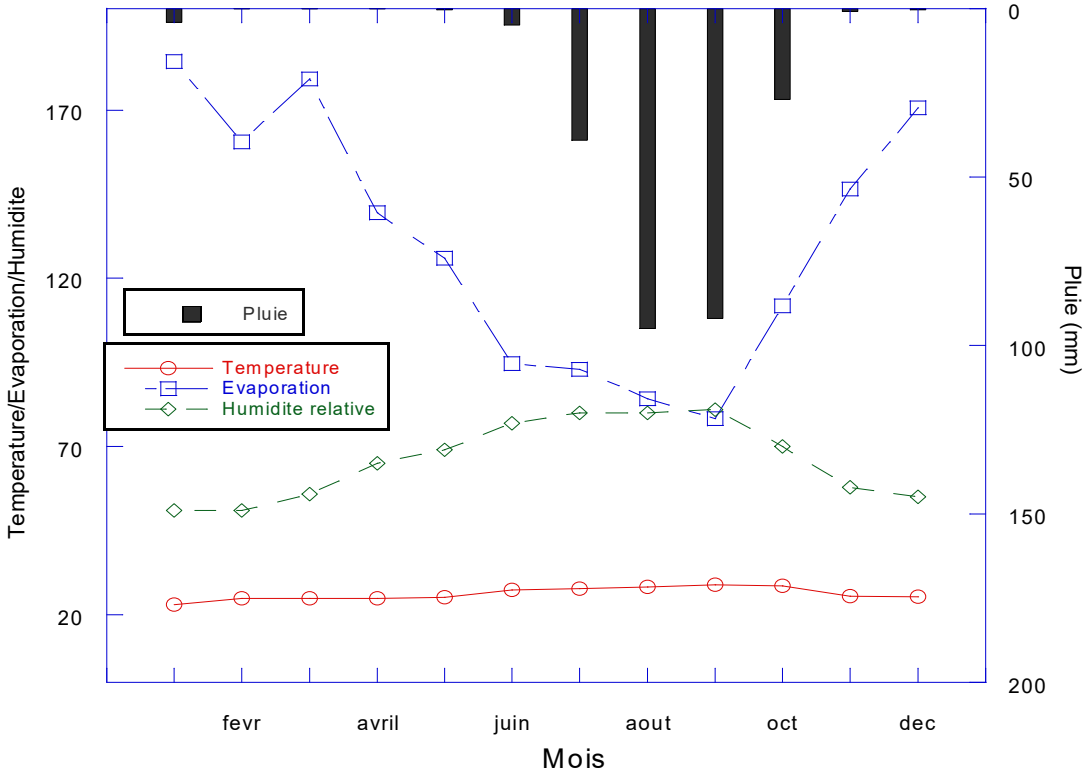


Figure 8*: Moyennes mensuelles des températures, de l'humidité et de l'évaporation à la station de Saint-Louis entre 1986-2006*

I.2.3 Evaporation et évapotranspiration

Dans la zone du delta et de la basse vallée, l'évaporation et l'évapotranspiration sont importantes pendant la saison sèche. Elles sont atténuées durant la saison humide par la couverture nuageuse et les événements pluvieux. L'estimation ou la mesure de ces paramétres est importante dans les calculs du bilan hydrologique et de la recharge des eaux souterraines.
L'évaporation, mesurée à partir de l'évaporomètre Piche, varie au cours de l'année respectivement dans les stations de Saint-Louis et de Dagana, entre les minimas 78 et 94 mm/mois et les maximas de 112 et 184 mm/mois souvent enregistrés lorsque les événements pluvieux sont plus intenses.

L'ETP mensuel et annuel a été estimée à partir de formules empiriques (Tableau 4) implémenté dans le logiciel *"balanço Hydrico GD 4.0 2003"*. Les résultats sont consignés dans le Tableau 3. À l'échelle mensuelle, l'ETP diminue par rapport à la pluie avec des valeurs minima de 72/163 mm enregistrées. Les valeurs maximas de 117/238 mm, sont observées durant la saison sèche en particulier pendant la grande période de chaleur (mars-mai) au cours de laquelle l'harmattan assèche l'atmosphère et favorise la forte demande évapotranspiratoire (Fig.9). Les valeurs annuelles de l'ETP varient selon les méthodes utilisées entre 1220 et 2453 mm ; elles sont supérieures à celles des précipitations (Tableau 3). Les valeurs estimées à partir des formules de Penman et Montheith, 1998 et de Blaney et Criddle, 1950, variant respectivement entre 2250-2389 mm (Saint-Louis) et 2300-2453 mm (Dagana) semblent être les plus adaptées du fait qu'elles se rapprochent des valeurs obtenues sur l'ensemble de la vallée par la FAO² en 1969 et Loyer, 1989 (2400 mm/an), et Diao, 1992 (2500 mm/an). Ce sont les méthodes de Hargreaves/Samani et Makking qui ne sont pas appropriées puisque l'ETP est basse en saison sèche et augmente en saison de pluies.

Tableau 3: Moyennes mensuelle et annuelle de l'ETP (en mm) aux stations de Saint Louis et de Dagana (1986-2006)

Méthodes	Hargreaves et Samani, 1982, 1985		Blaney et Criddle, 1950		Penman-Monteith-FAO, 1998		Makkink, 1957	
Stations	ETP/mois	ETP/an	ETP/mois	ETP/an	ETP/mois	ETP/an	ETP/mois	ETP/an
Saint Louis	142	1700	186	2250	191	2300	102	1220
Dagana	154	1858	189	2389	201	2453	108	1387

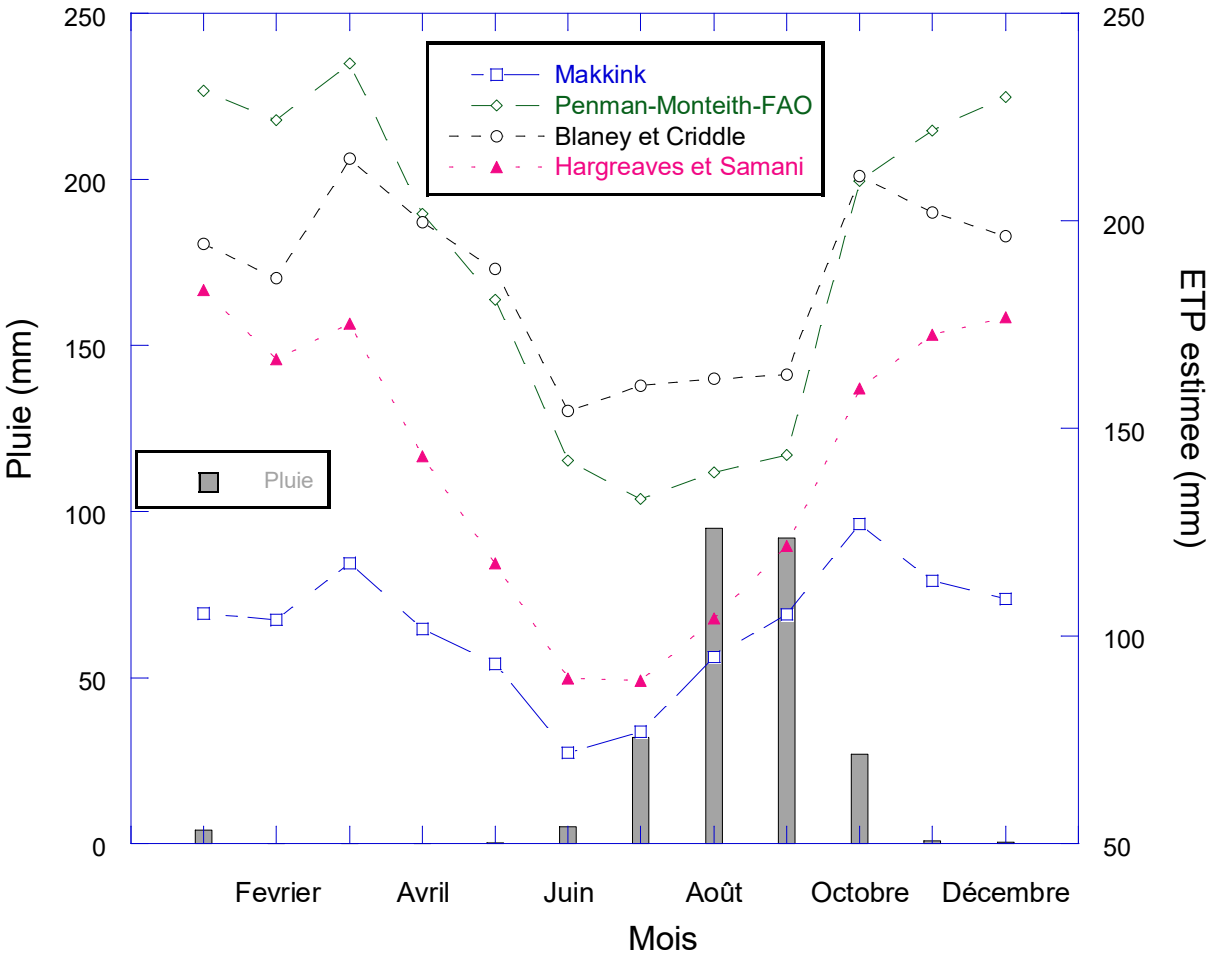


Figure 9*: Cumuls mensuels des pluies et ETP estimés selon différentes méthodes (station de Saint Louis)*

Harmattan[1] est, au Sahara et en Afrique Centrale et de l'Ouest, un vent du nord-est, très chaud le jour, plus froid la nuit, très sec et le plus souvent chargé de poussière. C'est un alizé continental. Il souffle vers le sud-ouest en provenance du Sahara et affecte le golfe de Guinée en hiver, entre la fin novembre et le milieu du mois de mars[1]. L'harmattan est associé au régime anticyclonique (haute pression barométrique) habituel de la saison sèche des climats tropicaux

F.A.O[2]: Food and Agriculture Organization of the United Nations dans le cadre de l'étude hydro-agricole de la vallée du fleuve Sénégal en 1969.

Tableau 4: Représentation des différentes équations de l'évapotranspiration potentielle selon les méthodes.

ETP	Formules empiriques	Méthodes d'experimentations	Facteurs climatologiques
FAO-Penman-Montheith (1998)	$ETp = \frac{0.408\Delta(Rn-G)+\gamma\frac{900}{Ta+273}U2(es-ea)}{\Delta+\gamma(1+0.34U2)}$	Méthodes descriptives et classiques	*Rn = radiation nette (MJm-²/j)* *G=densité du flux de chaleur du sol (MJm-²/j)* *T= température moyenne de l'air (°C)* *U2= vitesse du vent (m/s)* *(es- ea) = déficit de saturation de la vapeur (KPa)* *Δ= gradient de pression de vapeur saturée (kPa)* *γ = constant psychométrique*
Hargreaves et Samani (1982, 1985)	$ETp = aRaTD^{1/2}(Ta+17.8)$	Méthodes basées sur la température	*a=0.0023* *TD = différence entre maxima et minima des températures (°C)* *Ra = radiation globale*
Blaney et Criddle (1950)	$ETp = Kp(0.46Ta+8.13)$	Méthodes basées sur la température	*Ta =moyenne des températures (°C)* *K= coefficient variant entre (0.85-0.45)* *P=pourcentage du nombre d'heure mensuelle par rapport au nombre d'heure annuelle.*
Makkink (1957)	$ETp = 0.7\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}\frac{Rs}{\lambda}$	Méthodes basées sur la Radiation solaire globale	*a=0.7* *Rs = Radiation solaire globale (cal.cm-2/j)* *Δ=saturation de la vapeur (mb/°C)* *γ=constant psychométrique (KPa°C-1)* *λ=chaleur latente (cal/g)*

I.3 Caractéristiques biophysiques

Les traits particuliers du paysage (géomorphologie, topographie, sols, végétation), ont été décrits et discutés en se basant sur les caractéristiques des différentes unités géomorphologiques des formations des dunes et les plaines alluviales (Diaw, 2008).

I.3.1 Géomorphologie

Elle a été étudiée par Dubois, 1954 ; Tricart, 1961 ; Michel, 1973, SEDAGRI/FAO, 1973. La zone d'étude est caractérisée par une morphologie en modelé alluvial et deltaïque dans la zone humide et une morphologie en modelé dunaire dans la zone aride. Ces entités sont très contrastées du point de vue physio-géographique et altimétriques et sont souvent affectées de façon différente par les effets des variations climatiques, environnementales et socio-économiques. La carte (Fig.10), représentant les unités géomorphologiques, a été élaborée à partir de la carte géologique au 1^{e}/200 000 (PASMI, 2009).

- **Géomorphologie de la plaine alluviale**

Dans l'ensemble, la géomorphologie de la plaine alluviale est plate. Elle est marquée par des reliefs généralement inférieurs à 2,0 m (70% de la superficie) et présente des unités avec de nombreuses particularités (Fig.10).

Le bas delta, caractérisé par la mise en place du complexe des vasières et des terrasses marines. Le complexe des vasières est caractérisé, en position basse, par des vasières actuelles (ou Slikkes) encore sous l'influence des eaux marines durant une bonne partie de l'année. Leur extension est actuellement limitée dans le bief aval du fleuve depuis la mise en service du barrage de Diama. Alors qu'en position légèrement plus haute, l'extension des vasières anciennes remaniées, constituées par les schorres, est observée dans les massifs de Toubé, de Bopp Thior et de Dakar Bango et parfois entre les amas dunaires du delta. Ces schorres évoluent le plus souvent comme des cuvettes de décantation qui tendent progressivement à se dessaler (zone des trois marigots). Cette unité est souvent cloisonnée ou limitée, selon les secteurs, par les dunes littorales ou les terrasses marines.

Les terrasses marines, qui sont mises en place par les grandes transgressions marine du Nouakchottien et supportées par les dunes Ogolien plus ou moins arasées. Elles sont caractéristiques de la basse vallée du fleuve, avec des côtes de 4 à 6 m selon Michel (1973). Ces terrasses s'étendent entre les cordons littoraux de Gandon et les dunes rouges de Rao sur une largeur de 4 km et s'alignent sur environ 25 km pour se terminer en pointe vers le sud-ouest de la zone où elles apparaissent en forme de lambeaux à Ross-Béthio, Mbakhana, Maka Diama et Toundou Besset, entre le Djeuss et le cours inférieur de Lampsar (OMVS, 2013). La morphologie de ces terrasses marque la zone de transition entre les zones submergées et non submergées.

Le delta central, où la géomorphologie de la plaine alluviale est dominée par des systèmes de levées et de cuvettes de décantation. Les systèmes de levées (ou digues naturelles) qui se forment le long du cours d'eau principal et des marigots occupent la majeure partie de la plaine alluviale. Ces dépôts correspondent aux alluvions fluviales mises en place après le retrait de la mer pendant le Nouakchottien. Ils peuvent former des réseaux complexes qui se recoupent parfois, cloisonnent le lit majeur du fleuve et arrivent par endroits jusqu'au lit mineur. Ailleurs, ils peuvent s'élever à des altitudes supérieures à 2 m (SEDAGRI, 1975 ; Michel, 1973) et peuvent avoir de dimensions et de formes variables qui facilitent souvent le raccordement des cours d'eau avec les cuvettes de décantation. Ces dernières correspondent aux zones déprimées du lit majeur et s'étendent généralement en contre bas de ces levées et perpendiculairement au cours d'eau. Elles occupent l'ancienne lagune formée par la fermeture du golfe Nouakchottien constitué d'un substrat argileux très salé (Illy, 1973). Elles ne fonctionnent que pendant la période des pluies où elles servent de drains naturels aux eaux pluviales et aux eaux de débordement du fleuve.

Cette partie est également caractérisée par la présence d'un réseau très serré de défluents et de vastes terres inondables avec des marigots naturels et des prairies marécageuses. Ce qui a permis au site d'être protégés et classés en zones humides d'importance internationale à l'image du parc naturel de Djoudj et de la réserve d'avifaune du Ndiael. Ils font partie même des sites inscrits dans la Convention de RAMSAR depuis 1994. En plus de ces unités, la cuirasse ferrugineuse constituée par des couches de gravillons ferrugineux non cimentées d'origine fluviatile est observée localement sur la rive droite du lac de Guiers.

-Dans le haut delta et la basse vallée, sur l'axe Richard Toll–Dagana, les levées et les cuvettes sont parfois cloisonnées par des terrasses fluvio-marines qui ont des altitudes variant entre 4-6 m. Ces terrasses très anciennes apparaissent en formes de lambeaux et sont souvent étendues dans les contre-bas des dunes rouges qui les entourent (Fig.10).

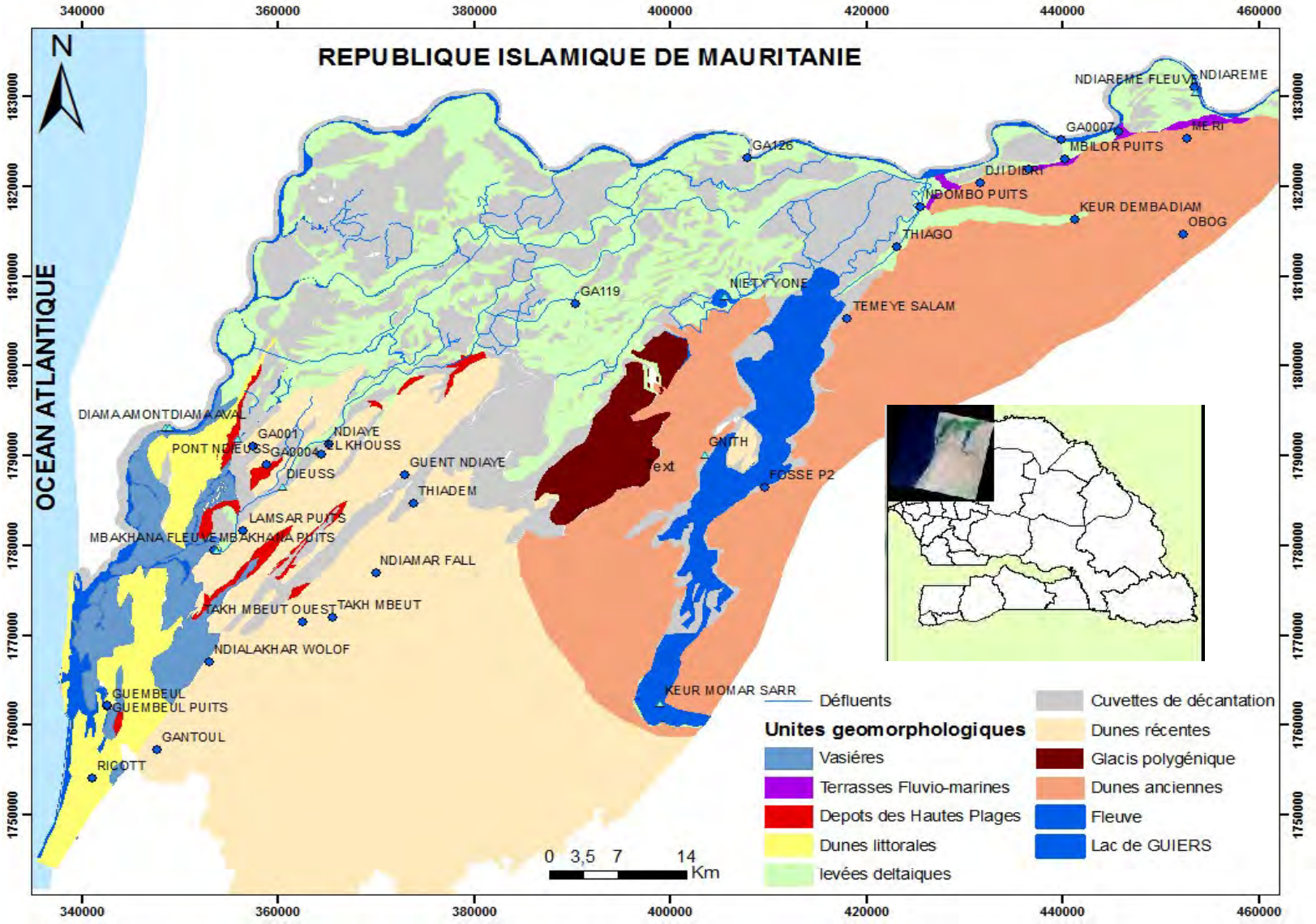


Figure 10*: Les unités géomorphologiques dans le delta et la basse vallée du fleuve Sénégal (source* PASMI, 2009).

- **Géomorphologie des formations dunaires**

La physiographie est décrite par le modelé des amas dunaires du littoral et des amas dunaires Ogolien qui limitent et surplombent la plaine alluviale dans la partie estuarienne et de part et d'autre des deux (2) rives du fleuve. Le modelé des amas dunaires Ogolien présente un aspect général en forme de tôle ondulée et les sommets sont séparés par des couloirs interdunaires (ou gouds), variant en largeur et en dénivellation (Tricart, 1954). Ce sont des anciennes dunes rouges arasées ou non qui se présentent en grands alignements longitudinaux dans un axe nord-sud de part et d'autre du barrage de Diama et dans un axe NE-SW entre le marigot Lampsar et la limite du Waalo/Dieri. Les altitudes de ces ergs dunaires dépassent le plus souvent 10 m mais quand ils sont supportés par l'anticlinal de Guiers à l'Est, les altitudes peuvent atteindre 40 m (Fig.11). Dans le bas delta, les amas dunaires du littoral, constitués de cordons littoraux anciens et des dunes côtières, représentent les dernières manifestations du relief. Les cordons dunaires anciens qui apparaissent sous forme d'amas dunaires, s'étirent dans la partie sud-ouest du delta, du cours inférieur de Djeuss aux environs de Gandiol. Ils sont orientés NNE-SSW et puis N-S et ont des altitudes comprises entre 2 et 8 m (Fig.11). Les dunes côtières récentes mises en place au sud, par les courants de dérives littorales induits par la houle du nord-ouest, sont parallèles à la côte. Leur extension ne dépasse guère 500 m et peut se réduire par endroit jusqu'à 200 m ; les reliefs pouvant atteindre dans certains cas une cote de 15 mètres.

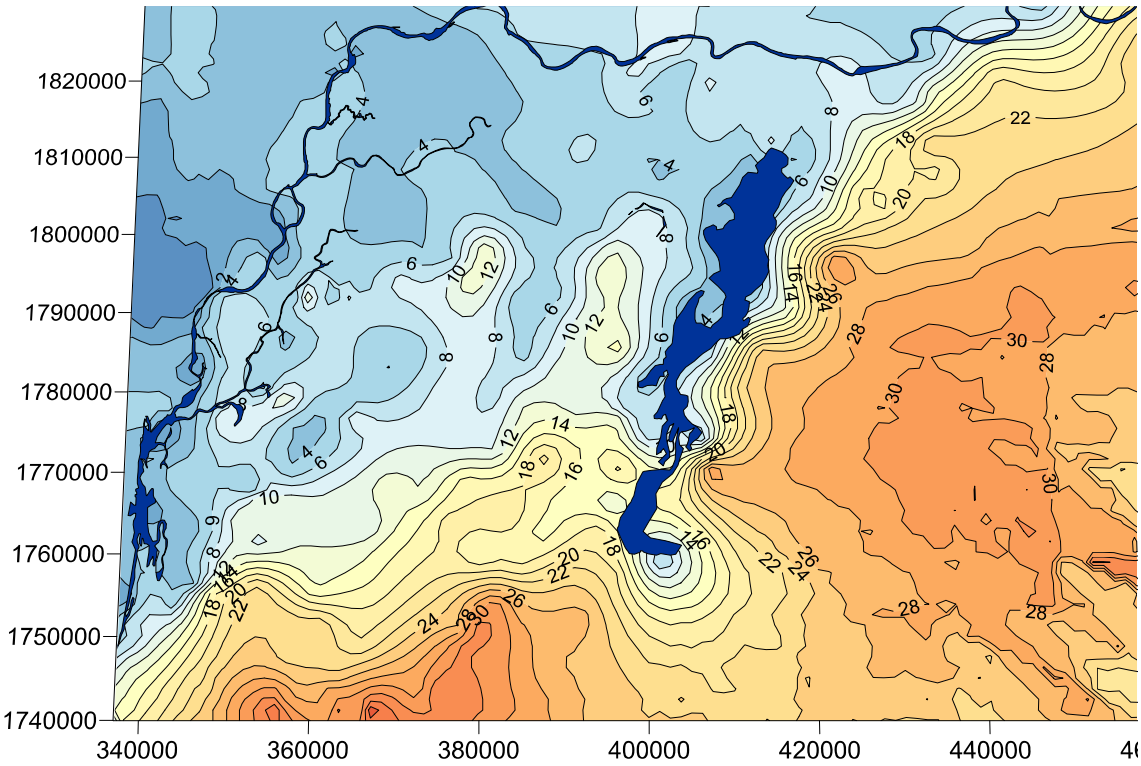


Figure 11*: Carte d'Altitude de la zone établie à partir du MNT des images SRTM*

I.3.2 Sols et types de végétation

L'histoire géomorphologique a fortement influencé la géographie des sols et les types de végétation. En effet, leurs distributions, leurs séquences et leurs typologies sont généralement déterminées par la physiographie du milieu et le régime hydrique. La carte de la typologie des sols a été extraite de la carte pédologique du Sénégal (1e/500 000) élaborée par l'Institut National Pédologique (I.N.P). *(*Fig.12*)*. La description de la végétation et des types de sols a été réalisée en considérant les différentes unités géomorphologiques.

- **Dans la plaine alluviale**

Dans le bas delta, se développent les vasières, sols de mangroves à *Rhizophora racemosa, Rhizophora mangle et Avicennia nitida*. Ces sols sont riches en matières organiques et évoluent dans des conditions quasi permanentes d'anaérobiose. Le pH est généralement acide et s'abaisse parfois considérablement au cours de l'oxydation des polysulfures abondants dans ces sols (Chaurreau et Fauk, 1994). Aux sols de mangrove succède une frange de sols à forte concentration de sels qui ne favorise, le plus souvent, une vie végétale sinon éphémère (Tannes). Ces tannes occupent la zone des trois marigots, longent les défluents du fleuve (Djeuss, Mbakhana ect). Ils se développent également entre Dakar Bango et Saint-Louis.

Dans le delta central, les sols halomorphes à structure dégradée salins (acidifiés) ou les sols salés à alcalis sont observés en majorité. Mais ces sols halomorphes constitués d'argiles ou d'argiles limoneuses très salées sont caractérisés par un indice de percolation très faible ou une bonne capacité de rétention (Michel et Sall, 1984 ; Deckers et al. 1996) et par conséquent, un certain degré d'hydromorphie (Michel et Durand, 1978). Ils sont de structure massive très pauvre en matière organique et riche en K, Ca et Mg, donc très indiqués pour la riziculture irriguée. Ils sont le support des aménagements hydroagricoles et représentent plus de 65% du potentiel des terres irrigables (SEDAGRI, 1975). Ces sols de forte proportion d'argile gonflante (supérieure 25-30%), deviennent très cohérents en saison sèche. Les agrégats sont difficilement brisables à la main et les plantes souffrent d'un manque d'eau utile. Ainsi, dans ces milieux fréquemment inondés, il existe une grande diversité de végétation étroitement liée à leur tolérance aux sels et à l'importance de l'inondation qui constitue un facteur phytogéographique important selon Tricart (1961).
Ces peuplements peuvent être des gonakiers (*Acacia nilotica, Acacia raddiana*) et des graminées pérennes (*Oryza longistaminata, Echinochola stagnina et Vossia cuspidata*), qui constituent une ressource alimentaire importante pour le bétail.

Vers les zones exondées se succèdent des prairies aquatiques, prairies permanentes et des steppes à *Vetiveria nigritana ou à Sporobolus robustus* sur le substrat salé. Sur les terrains exondés se développe une végétation halophyte dont les plus représentatives sont les *Sporobolus helvolus, Tamarix senegalensis, Panicum ou Oryza barthii.*

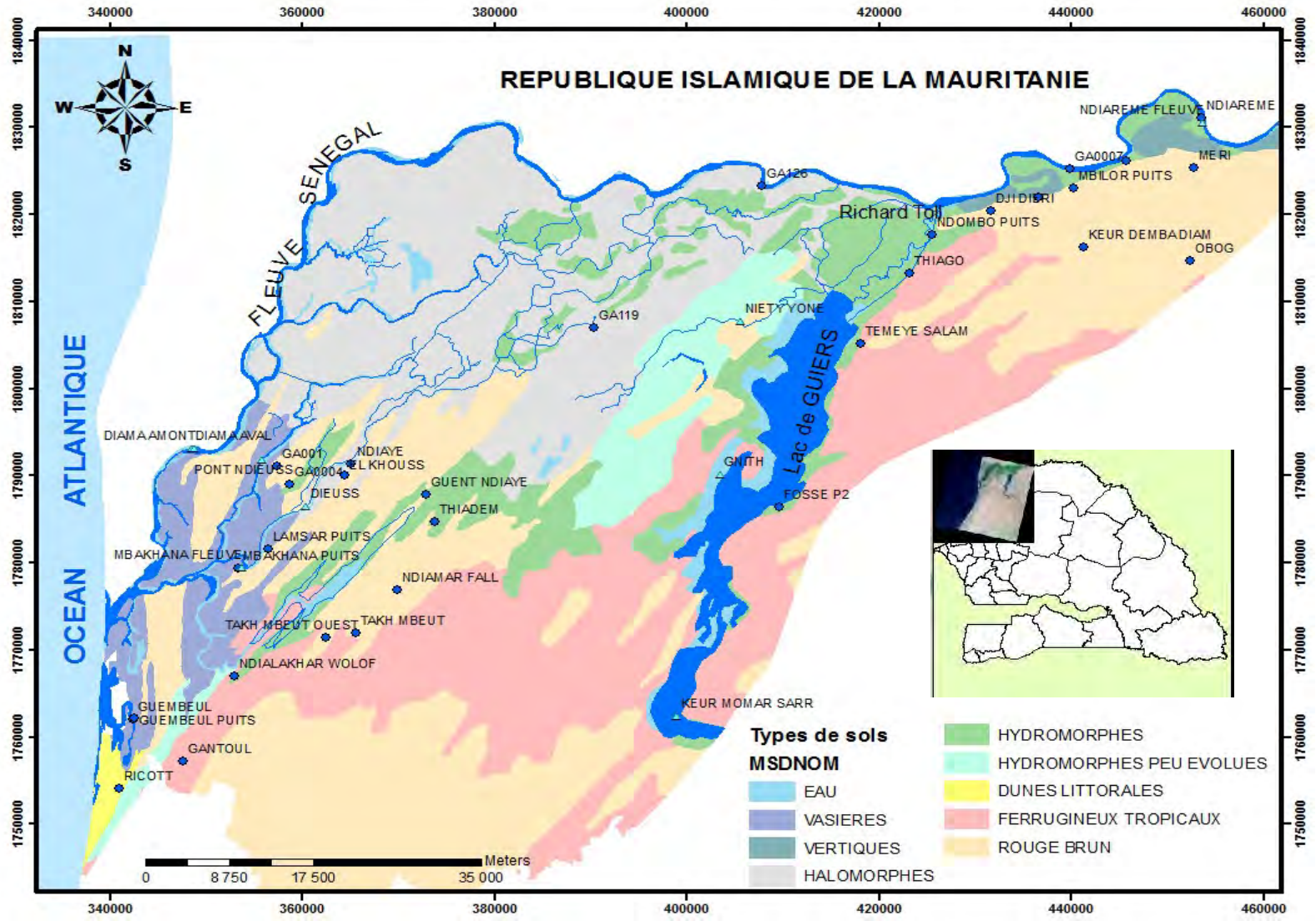


Figure 12*: Distribution des types de sols dans le delta et la basse vallée du fleuve Sénégal (source INP, 2012).*

- **Dans les amas dunaires**

Dans la partie littorale, se développent des sols minéraux bruts et des sols peu évolués d'apport hydromorphes au niveau des dunes côtières où le *Tamarix senegalensis* domine tous ses associés et forme avec les Cactus les principaux groupements végétaux. Au niveau des cordons littoraux plus anciens, les sols bruns rouges subarides se développent et supportent une végétation clairsemée et dominée par les *Acacias, Zizyphus mauritiana et Balanites aegyptiaca*. Dans les cuvettes endoréiques et les thalwegs colmatés dans les zones interdunaires, se développent des sols salés hydromorphes qui peuvent supporter une maigre steppe à halophytes dominés par les *Tamarix senegalensis et les Sporobolus robustus* (Photo 1)

Photo 1 : Tamarix senegalensis sur des sols argileux salés dans les cuvettes exondées du delta

Les sols ferrugineux peu lessivés et les sols bruns rouges, peu évolués, dominent dans les dunes rouges. Ces sols sableux très pauvres en éléments fins (moins de 5% d'argile) ont une texture légère, une bonne aération et une facilité de travail qui leur permettent de supporter des cultures autres que le riz. Ils sont rubéfiés et homogènes sur une bonne partie du profil, très sensibles à l'érosion éolienne lorsqu'ils sont dénudés. Ils peuvent aussi se développer dans la partie ouest du lac (Michel et al. 1968 ; SEDAGRI/FAO, 1973).

La végétation caractéristique, de ces écosystèmes arides, est peu dense et typique des steppes sahéliennes. Elle se compose d'une steppe arbustive à épineux, irrégulièrement clairsemée, *à Acacias raddiana et nilotica ; Accacia seyal, Balanites aegyptica a*vec une strate de graminée qui se développe en fonction du rythme saisonnier et joue un rôle important contre l'érosion en stabilisant les dunes (Photo 2).

Après une brève description de la géomorphologie, il apparaît une grande complexité de la distribution spatiale des sols dans cet environnement fluvio-marin. Les sols y sont bien différenciés. Cette différentiation est fonction de la topographie, du microrelief dans les cuvettes, et des rapports de force entrela crue et la marée (Michel, 1968).

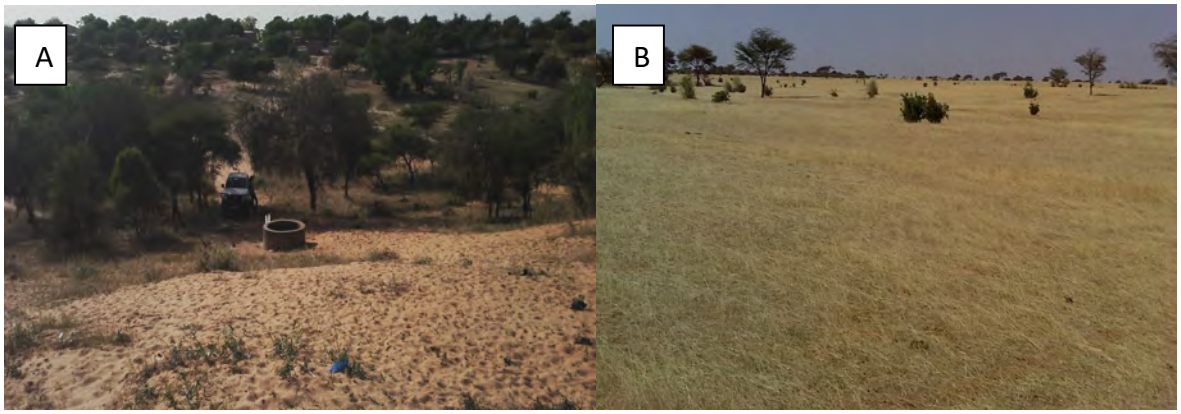


Photo 2 : A-Peuplement ligneux dominé par les Acacia nilotica ; B-Couverture du tapis herbacé dans les dunes rouges stabilisées (prise en novembre, 2014).

Depuis la mise en fontion des barrages, les nouvelles conditions hydrologiques, ont favorisé le développement de la végétation aquatique sur les berges du réseau deltaïque et dans les zones humides (parc Djoudj). Il s'en est suivi un recul de la végétation autochtone des vasières dans le bief aval du fleuve. Le développement rapide de ces plantes envahiantes telles que *(Typha latifolia, Pistia stratiotes, Salvinia molesta* (Photo 3) et beaucoup d'autres plantes d'eaux douces causent beaucoup de problèmes dans l'hydraulicité deltaïque et lacustre ainsi que des pertes importantes de la production agricole (Duvail, 2001).

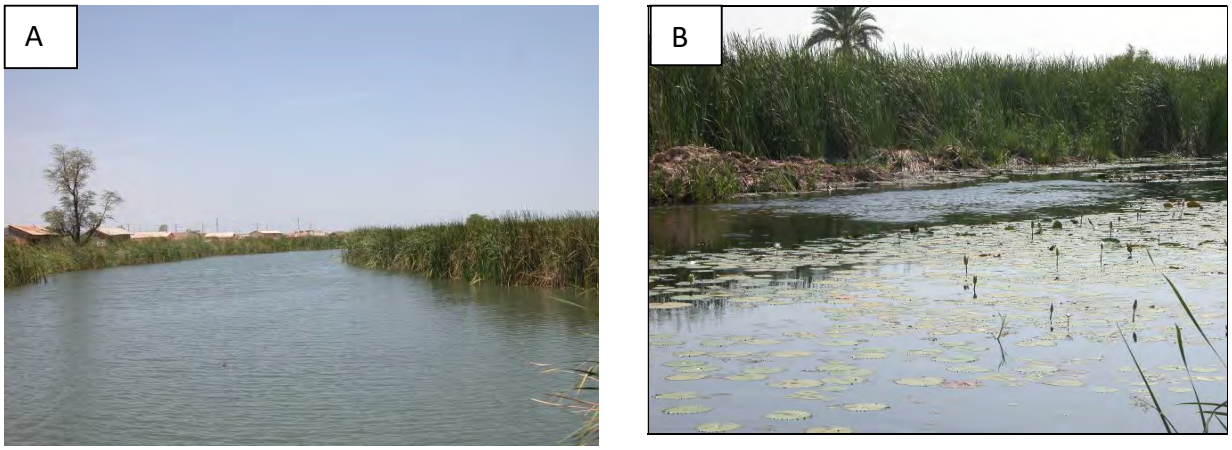


Photo 3 : Espèces à eau douce sur les pourtours du fleuve Sénégal (A) et du lac de Guiers (B).

De nombreuses espèces ont disparu ou subsistent à l'état résiduel alors que d'autres ont fait leur apparition à cause des transformations du milieu. Ces transformations de grande envergure (écologique, hydrologique, sanitaire, socio-économique, etc.) ont été décrites par de nombreux travaux qui ont relevé les causes et les conséquences de ces modifications (Duvail et Hamelynck, 2003 ; Duvail et al., 2002 ; Haefele et al., 2001b ; Lahtela, 2003).

I.4. Contexte hydrologique

I.4.1 Fleuve Sénégal

Le fleuve Sénégal, fait un parcours de 1800 km, depuis sa formation par la confluence du Bafing et du Bakoye à Bafoulabé, au Mali (255 km en amont de Bakel). Ces deux principaux confluents du Fleuve Sénégal prennent leur source dans le massif du Fouta Djalon. Le bassin du Fleuve Sénégal, dans son ensemble, traverse ainsi des reliefs variés et couvre des domaines climatiques différents (Michel, 1973). Il s'agit d'un vaste bassin sédimentaire dont la largeur varie de 10 à 25 km (Fig.13). Ce vaste bassin peut être subdivisé en quatre sous-bassins ou 4 unités hydrologiques (la Haute vallée, qui va de Bakel à Waoundé, la Moyenne vallée, de Waoundé à la confluence du Sénégal-Doué, la Basse vallée, comprise entre la confluence Sénégal-Doué et Rosso et le Delta qui commence à partir de Rosso, soit 165 km de l'embouchure (Sy, 2004).

Figure 13*: Bassin versant du fleuve Sénégal (source :* http://eros.usgs.gov/#/Find_Data.2010*)*

Depuis sa formation, à Bafoulabé, au Mali, le fleuve décrit une grande boucle. Il se dirige d'abord vers le nord-est (dans la haute et la moyenne vallée), puis s'incurve vers le sud-sud-ouest (dans la basse vallée et le delta). Dans cette dernière partie, il longe le cordon littoral de la Langue de

Barbarie pour se jeter dans l'océan Atlantique à son l'embouchure (très instable) située au sud de Saint-Louis. Dans le delta, le fleuve large de 400 à 500 m, alimente deux grands lacs (le lac Rhiz, en Mauritanie et le lac de Guiers au Sénégalaise) et de nombreux défluents (Fig.14).

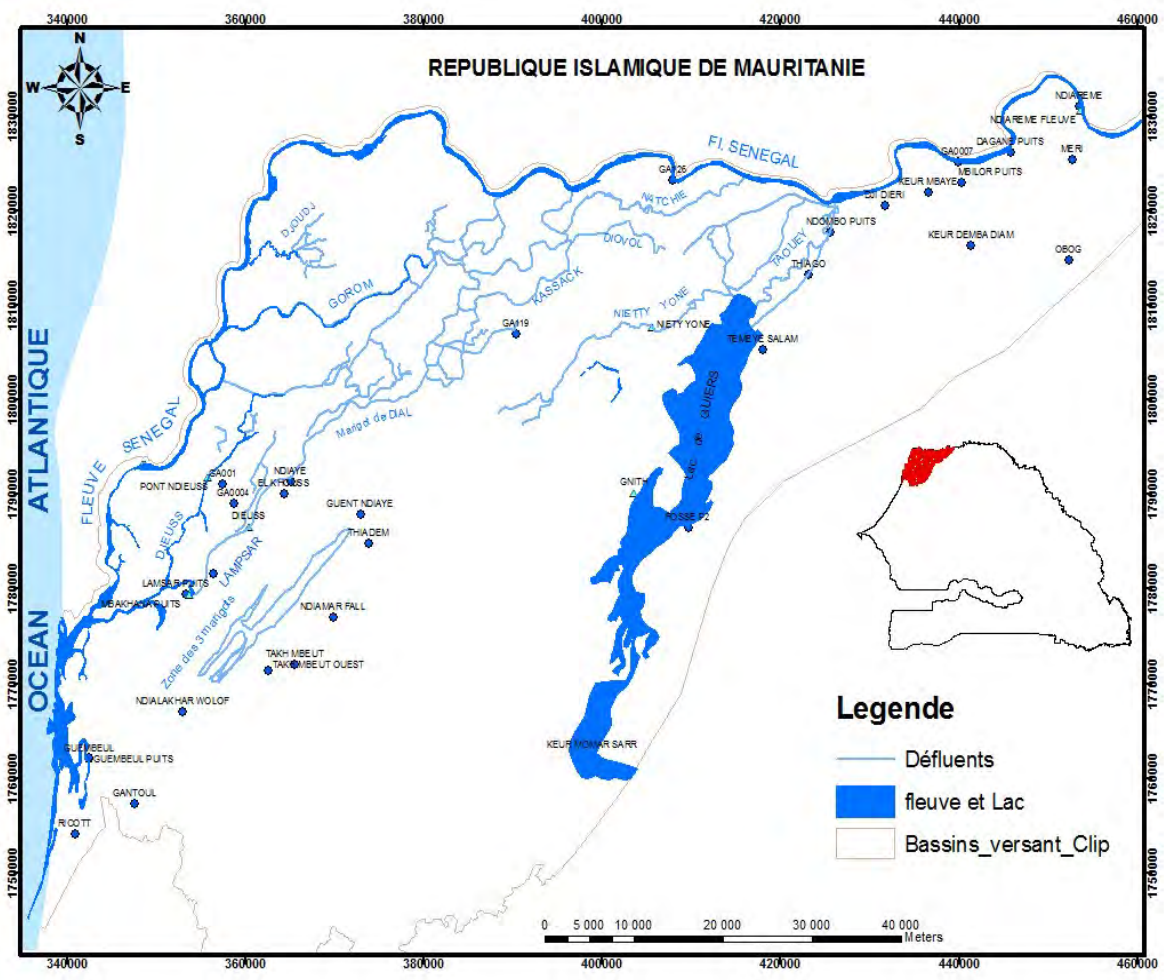


Figure 14*: Réseau hydrographique et plan d'eau dans le delta et la basse vallée du fleuve Sénégal*

Dans ce paragraphe, le régime hydrologique du fleuve (Fig.15) est décrit et analysé avant et après barrages (de Diama situé à 17 km au nord de Saint-Louis et de Manantali dans la région de Kayes au Mali), en tenant compte de la gestion haute du barrage de Diama (cote de retenue en 1992).

- **Gestion hydraulique des eaux de surface avant la mise en service des barrages**

  Avant la mise en service des barrages, le régime du fleuve est lié au régime naturel des pluies dans le haut bassin du fleuve qui présente une grande variabilité inter-annuelle (Fig.15a et 15b). En effet, il était caractérisé par une période de hautes eaux qui correspond à la période pluvieuse (juillet–novembre) avec les débordements du fleuve qui remplissent de nombreux défluents ou marigots et cuvettes et une période des basses eaux (décembre–mars) qui correspond à une décrue progressive et un retour au lit mineur. Cette période de décrue s'étale

de mars à juin avec de faibles écoulements et des côtes parfois négatives. Pendant cette période, il s'opére une forte remontée de la marée qui pénètre profondément dans le continent parfois jusqu'à 250 km à l'intérieur des terres. Les hauteurs d'eau (Cmoy) sont les plus élevées en septembre (C_{sept} = 1,20 m à Saint-Louis et 1,85 m à Dagana) et en octobre (C_{oct} =1,06 m et 1,20 m respectivement pour les mêmes stations). Les côtes les plus faibles sont enregistrées à la fin de la saison sèche au mois de mai et de juin ($C_{mai/jiun}$ respectivement de 0,45 à 0,60 m pour les deux stations).

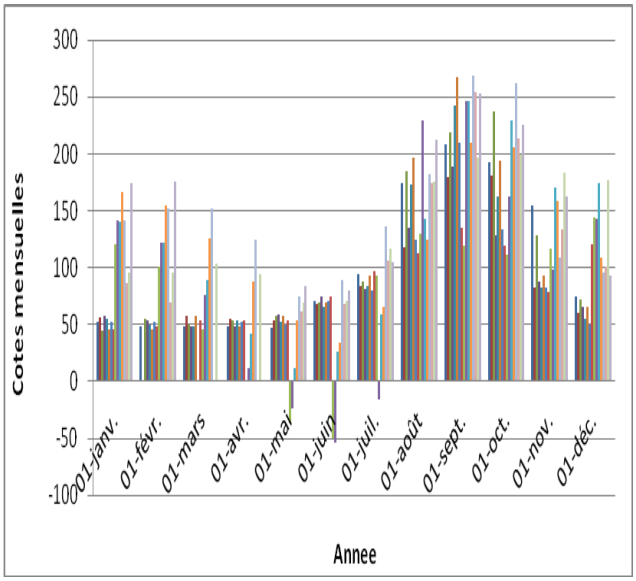
- **Gestion des barrages**

Avec la mise en fonction des barrages, il a eu la stabilisation du cours du fleuve entre Manantali et Diama. Il y a eu donc une pérennisation du cours du fleuve avec une côte stabilisée entre 1,5 m et 2,5 m. Ceci a permis de mettre en place les cultures de contre saison (froide entre février et mars et chaude entre octobre et novembre en sus de la campagne hivernale (juillet-octobre). Ainsi les productions agricoles des terres du Waalo ont été accrues grâce à cette régularisation du cours du fleuve. Corrélativement la fonction de déssalinisation, que joue le barrage de Diama, a eu son impact sur les terres agricoles.

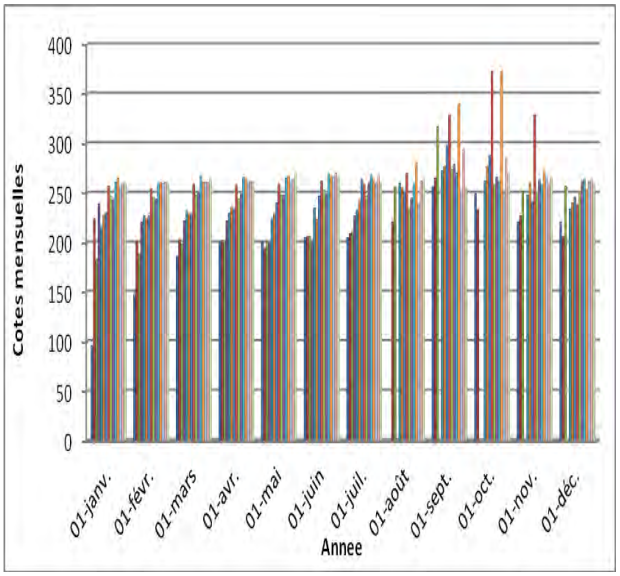
L'analyse des hauteurs mensuelles du fleuve aux stations limnimétriques de Saint-Louis (en aval du barrage entre 1985-2006) et Dagana (en amont du barrage entre 1976-2006), a permis de mettre en évidence l'impact de cette gestion des barrages sur l'hydrologie du fleuve. On y note un changement radical du régime d'écoulement. Il s'agit du passage d'un régime d'écoulement de type intertropical saisonnier à un régime anthropisé selon un plan de gestion à côtes imposées entre 1,50 et 2,50 m IGN (Fig.15c).

À l'amont du barrage à la station de Dagana, la moyenne interannuelle des hauteurs d'eau est de 2,60 m. Les maximas des hauteurs mensuelles ($C_{sept/oct}$) sont enregistrés durant la période pluvieuse (en septembre et en octobre) avec pointes pouvant dépasser 2,80 m voire 3,50 m en crue exceptionnelle. Pendant la saison sèche elles sont stabilisées entre 1,50 et 2,50 m. La station de Saint-Louis, en aval du barrage de Diama, indique toujours un régime anthropisé caractérisé par l'influence conjointe de la marée en aval et des lâchers au barrage de Diama (Fig.15d). La moyenne interannuelle des hauteurs d'eau est de 0,86 m avec des maximas, observés durant la période pluvieuse entre septembre et octobre (avec respectivement C_{moy}= 1,26 m et 1,13 m) et des minimas durant la période sèche qui se situent entre 0,50-0,60 m, d'avril à juin.

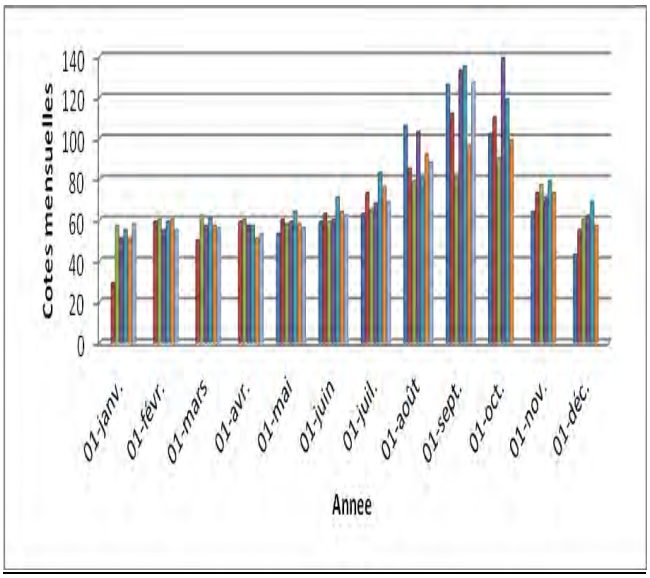
Les représentations cumulatives des hauteurs d'eau mensuelles, calculées sur une moyenne mobile de deux (2) ans, aux stations de Saint-Louis et Dagana (Fig.16) ont montré l'influence significative de la gestion artificialisée du fleuve sur les hauteurs mensuelles.



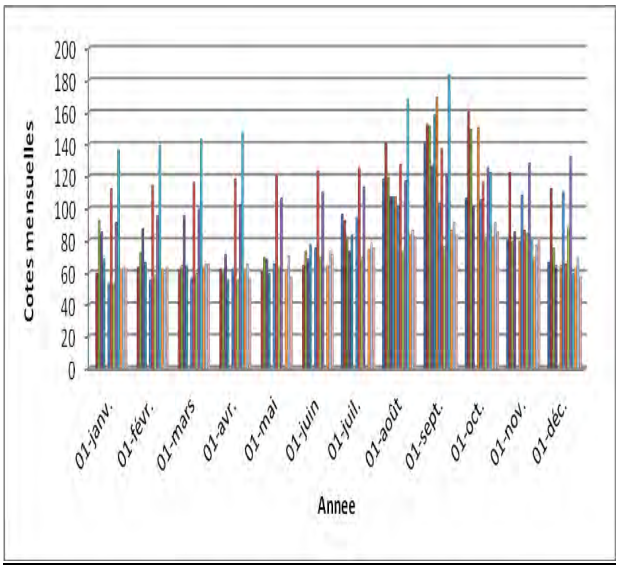
A-Dagana avant 1992 (1976-1991)



C-Dagana après 1992 (1993-2006)



B-Saint Louis avant 1992 (1985-1991)



D-Saint Louis après 1992 (1993-2006)

Figure 15*: Côtes hydrologiques mensuelles du fleuve aux stations de Dagana et de Saint Louis.*

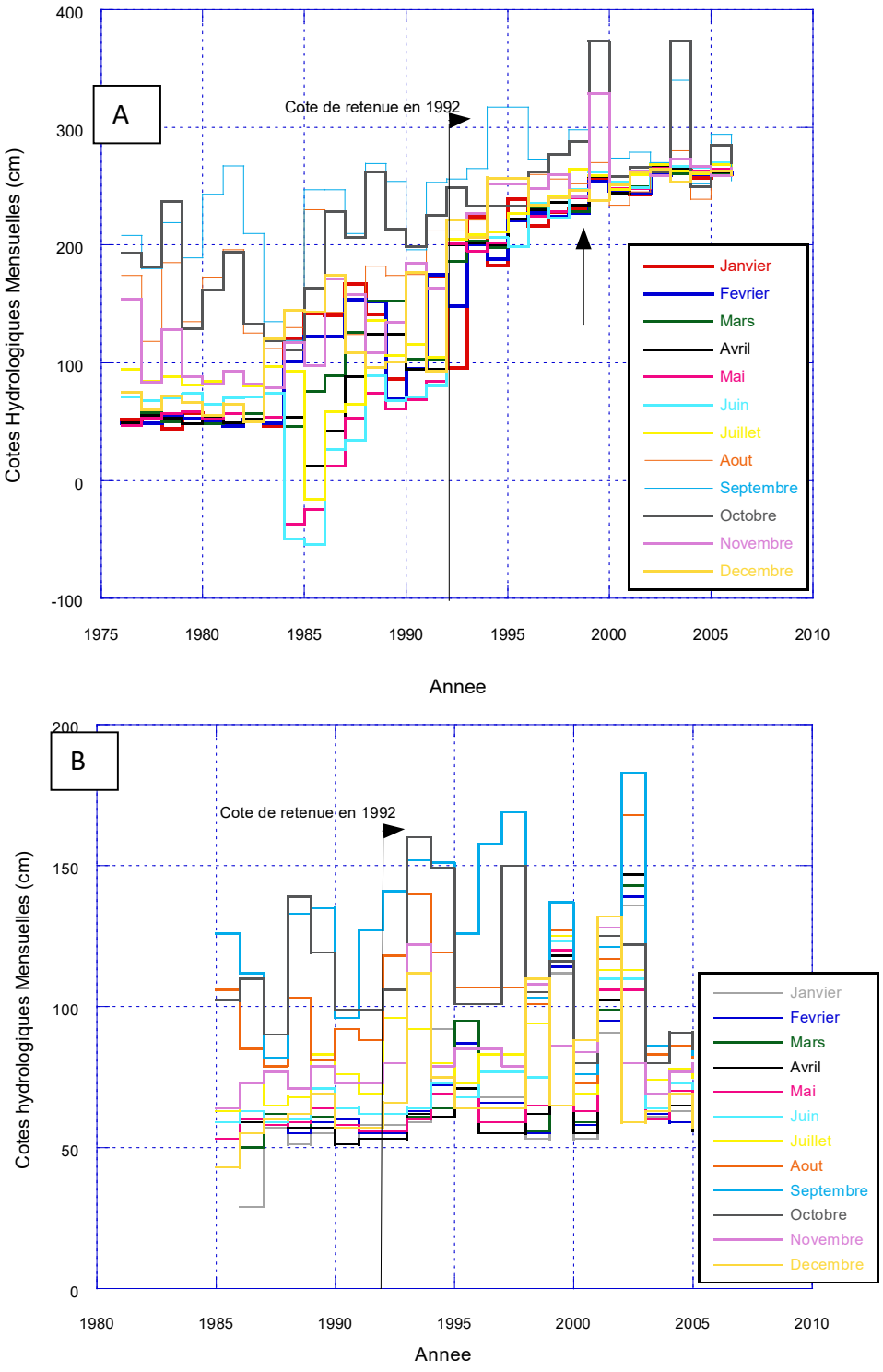


Figure 16*: Représentation cumulative des cotes hydrologiques mensuelles dans les stations de Dagana (A) et de Saint Louis (B).*

L'influence de la gestion hydraulique des barrages sur l'hydrologie du fleuve et de ses défluents a eu des conséquences sur l'environnement biophysique du milieu (adoucissement des plans d'eau, développement des plantes aquatiques, forte prévalence de maladies hydriques, etc.) et socio-économiques (disparition des cultures de décrue, culture de contre saison, litige foncier, ect.). En effet, elle a surtout permis :

- une régulation du plan d'eau dans le but de réduire la variabilité saisonnière et interannuelle de l'écoulement ;
- une disponibilité permanante de l'eau douce dans le bief amont du barrage de Diama soit un volume correspondant respectivement à 250 millions et 535 millions de m^3 en capacité de stockage maximale selon la côte de retenue 1,5 m IGN et 2,5 m IGN ;
- une amélioration de la mise en valeur agricole des terres irriguées et irrigables estimées à 120 000 ha dans la basse vallée et le delta du fleuve ;
- un rétrécissement de la zone estuarienne par le barrage antisel de Diama qui accentue davantage la ligne de démarcation des segments hydrographiques du point de vue de la qualité de l'eau et de leur dynamique d'écoulement.

I.4.2 Lac de Guiers

La cuvette du lac de Guiers (Fig.17) a une origine tectonique (Tricart, 1954 ; Michel, 1973 ; Trénous, 1971). Selon ces auteurs, elle a été mise en place par une faille de direction nord-nord-est/sud-sud-ouest avec son pendant mauritanien le lac R'Kiz (Reizer, 1974). Le lac a une longueur de 50 km et une largeur qui varie entre 2 à 7 km ; il est directement alimenté par le fleuve à travers le canal de la Tahouey long de 17 km (creusé en 1974). C'est une dépression allongée dans l'axe NNE-SSW sur une superficie de 300 km^2 environ, avec un potentiel estimé à prés de 601 millions de m^3 lorsque le plan d'eau atteint la digue à 1,8 m IGN. Le lac relie le fleuve Sénégal au réseau hydrographique fossilé du Ferlo. Il constitue la dépression la plus profonde et la plus étendue (Michel, 1973).

Avant 1987, l'alimentation naturel du lac dépendait à la fois du fleuve Sénégal et du Ferlo. Il se comportait comme un réservoir qui recevait en période de crue le trop-plein du fleuve et du Ferlo. Avec la récurrence des périodes sèches, marquée par un déficit pluviométrique important, ces phases, de remplissage et de décharge du lac, étaient devenue très complexes avec une forte instabilité hydrologique (Cogels & Gac, 1982 ; Cogels et al., 1990) (fort variabilité des niveaux d'eau et des volumes disponibles). Le régime hydrologique du lac de Guiers très irrégulier avant la mise en service des barrages fluviaux se caractérise aujourd'hui par une grande stabilité du niveau des eaux. Ceci a eu divers effets sur le lac, dont une influence directe sur la qualité de ses eaux. La salinité moyenne est en baisse et les importantes variations annuelles des niveaux constatées avant 1986 sont aujourd'hui très atténuées. La limnimétrie du lac suit celle du fleuve qui est sa source d'approvisionnement suivant des côtes régulées tout au long de l'année (variant entre 1,5 m et 2,5 m IGN). Ainsi, les stockages en eau du lac ont été améliorés. Ceci a permis de valoriser la ressource en eau du lac qui constitue une réserve en eau douce très importante pour le pays. En effet le lac joue un rôle important dans l'alimentation en eau de la capitale sénégalaise et de certaines grandes villes de l'intérieur, dans la vie des écosystèmes naturels, dans l'agriculture, dans la pêche continentale et l'élevage.

A l'échelle annelle, le bilan hydrologique du lac reste, globalement positif, en dépit de l'importance de la quantité d'eau évaporée (2,25 m/an environ). Compte tenu, des traits particuliers du paysage et de la dynamique hydrologique associée au contexte d'écoulement permanent des eaux de surface (liée à la présence du fleuve, des lacs et de ces nombreux défluents), le delta revêt d'une vitalité certaine. Il est drainé pratiquement sur toutes les portions surfaciques favorisant ainsi, la présence de nombreux sous-bassin hydrologique : le sous-bassin côtier de Saint-Louis, le sous-bassin de Djoudj, le sous-bassin de Ndiael, le sous-bassin du lac de Guiers et le sous-bassin de Dagana (Fig.18).

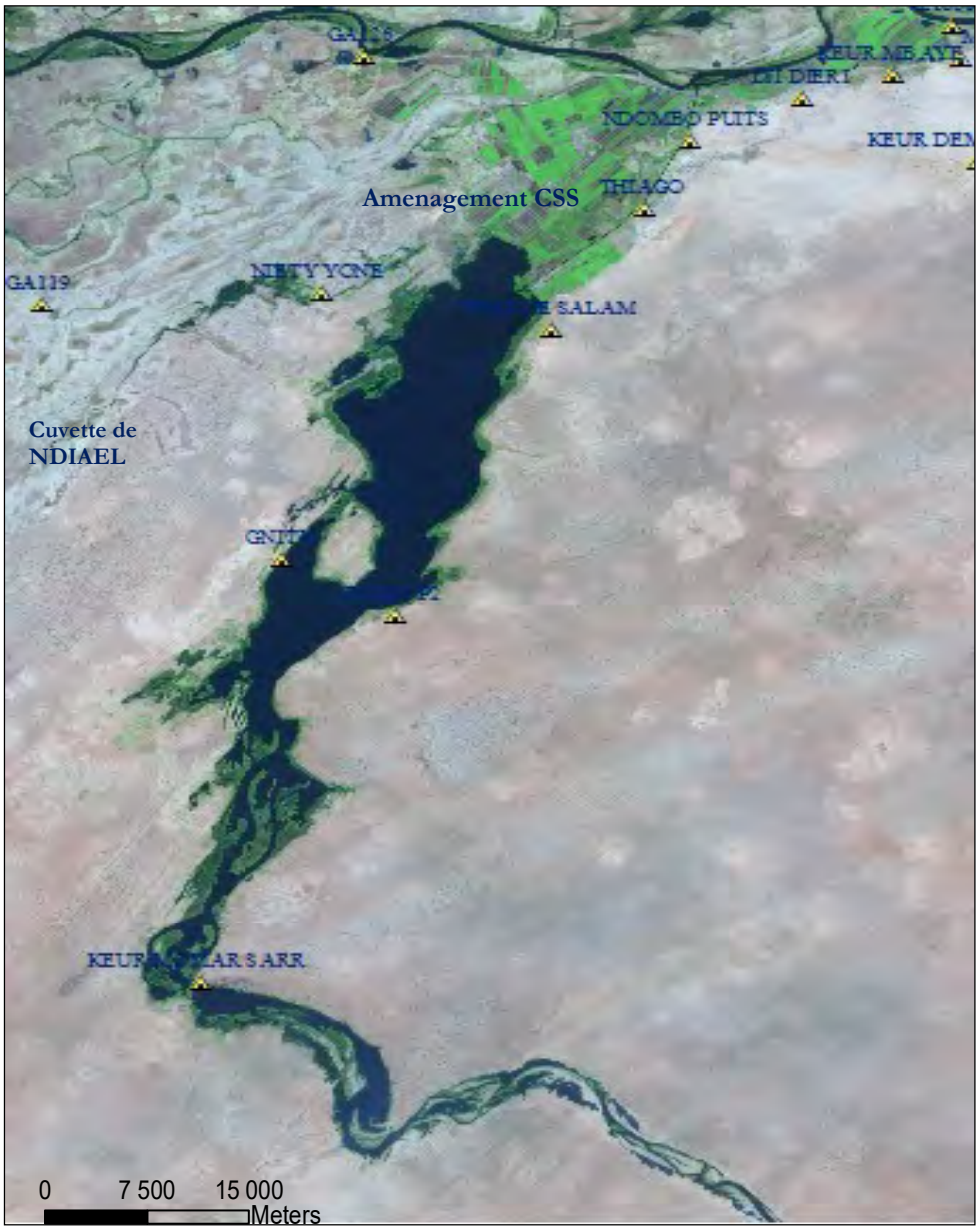


Figure 17*: Hydrosystéme fluvio-lacustre de Guiers tiré des images landsat 7, 2003*

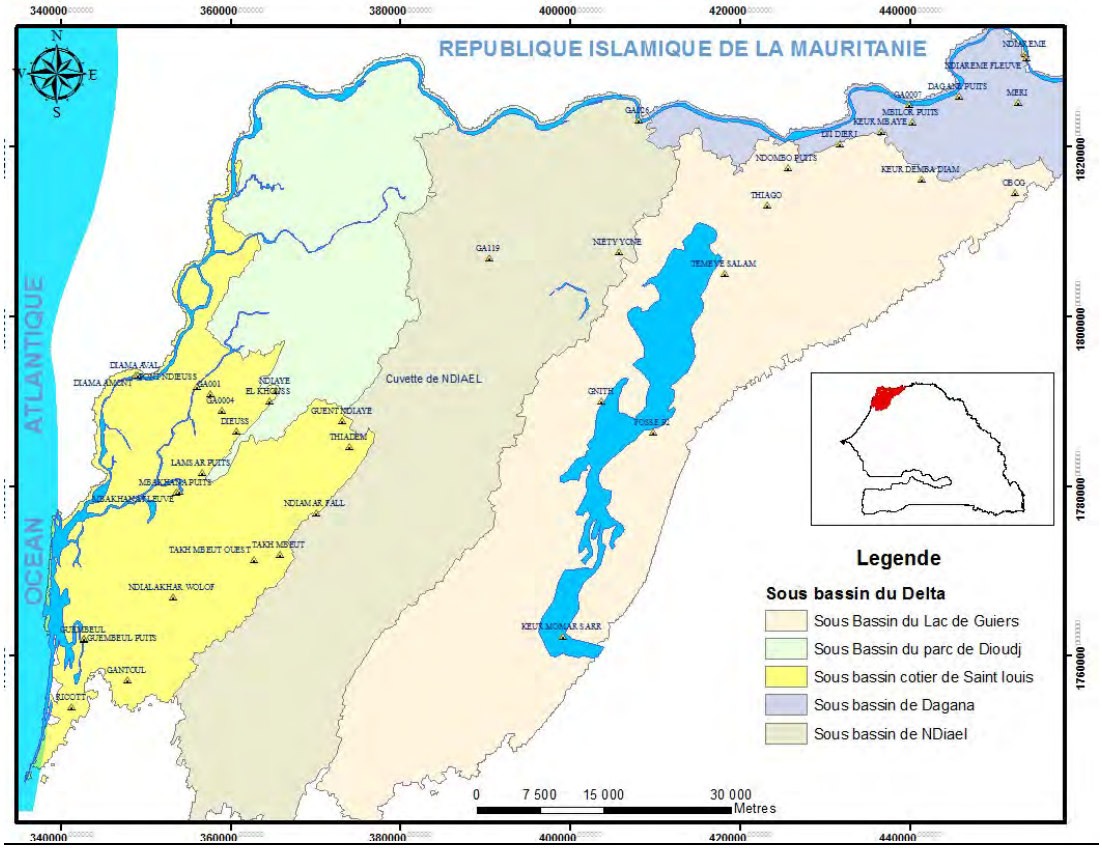


Figure 18 **:** *Principaux sous bassins hydrologiques du delta extraits à partir de l'image ASTER*

Conclusion partielle

Dans ce chapitre, il est apparu que le delta est un milieu complexe et fragile mais disposant d'énormes potentialités économiques. Ceci a été mis en évidence par l'analyse des paramètres physiques, climatiques, et hydrologiques qui présentent un grand contraste dans le temps et dans l'espace. De ce fait la nécessité se pose d'en avoir une meilleure connaissance en vu de mieux d'appréhender le bilan hydrologique global dans un contexte de forte variabilité climatique. L'analyse de la géomorphologie et de la répartition des sols a permis de bien appréhender les caractéristiques morphopédologiques essentielles et de bien apprécier les facteurs déterminant l'évolution des aquifères, les interactions eau/roche et le potentiel de terres irrigables.

Ce chapitre à également permis de mettre en évidence le caractére vital de la région qui s'adosse sur un nouvel environnement infrastructurel et financier favorable (construction des barrages, programme d'appui à l'irrigation, promotion de l'agro-industrie, l'agrobusiness, etc.). Ce nouvel environnement a bouleversé la dynamique du milieu avec l'apparition de nombreuses préoccupations liées à la transformation des écosystèmes et des environnements biophysique, sanitaire et socio-économique, à la modification des caractères hydrologiques et hydrodynamiques de l'hydrosystème, aux conséquences de l'irrigation, etc. Ceci a suscité des interrogations sur ces questions à la fois multiformes et complexes, sur le devenir même des ressources en eaux et sur le fonctionnement et l'évolution globale de l'hydrosystème.

CHAPITRE II : CADRE GÉOLOGIQUE ET CONTEXTE HYDROGÉOLOGIQUE DE LA ZONE

Introduction

Ce chapitre a pour objectif de présenter les caractéristiques géologiques et hydrogéologiques de la zone étudiée dans le contexte plus général du bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien. Il examine successivement le cadre géologique et le contexte hydrogéologique.

II.1. Cadre géologique

II.1.1 Généralités

La zone d'étude se situe au nord dans la partie sénégalaise du bassin sédimentaire Sénégalo-mauritanien. Ce bassin côtier est caractérisé par des ensembles géologiques déterminé par les facteurs tectonique, climatique, eustatique et sédimentaire. Ce bassin repose sur la partie occidentale du craton ouest-africain. Il correspond à une zone de subsidence comblée de sédiments marins et continentaux provenant de l'érosion de roches primaires et antécambriennes sur lesquelles ils reposent en discordance (Elouard, 1959, Audibert, 1967, Michel, 1973). À la suite des phases de transgressions et régressions marines, du secondaire et du tertiaire, des dépôts très variés se sont mis en place. Ils s'enfoncent progressivement d'est en ouest où l'épaisseur des couches peut atteindre 6 000 m (Fig.19). Globalement, ce bassin côtier est affecté de légers gauchissements dont les plus marqués se trouvent dans la presqu'ile du Cap-Vert (horsts de Ndiass et de Dakar), au nord du Sénégal (anticlinal de Guiers) et sur la côte Atlantique, suite à des subsidences dont les plus intenses sont observées dans la basse Casamance et dans le delta du fleuve Sénégal. Ainsi, les séries sédimentaires sont épaisses et complètes et n'ont pas ou peu connu d'épisodes continentaux comme ceux que l'on observe à la fin du Crétacé et du Tertiaire à l'intérieur du Bassin (Audibert, 1970). On voit donc comment se situe le delta du fleuve Sénégal dans l'unité, plus vaste, du bassin sédimentaire. Il s'agit d'un domaine qui s'affaisse en bordure d'un anticlinal (Guiers) dont la mise en place commence à la fin du crétacé et se poursuit au Miocène. Les processus d'enfoncement et de sédimentation se sont poursuivis pendant le Quaternaire, période durant laquelle, dans le delta, la dynamique des dépôts était sous le contrôle des phases de creusement fluviatile, d'alluvionnement et de sédimentation marine et éolienne (Michel, 1957) induites par les variations du climat et du niveau marin. Ces facteurs sont à l'origine de l'évolution du cours du fleuve et de l'aspect de la morphologie actuelle du delta.

II.1.2 Formations du Mésozoique et du Cénozoique

Les connaissances sur la géologie du delta sont issues d'un certain nombre d'études et d'échantillons recueillis par sondages. Il s'agit, notamment, de recherches d'eau à Saint-Louis, (1903) et de recherches universitaires sur la géologie générale et pétrolières à Léona et Toundou-Besset (Allon, 1957), de reconnaissances diverses dans les zones de Rosso, Richard Toll, Dagana, Ronq, Ross Béthio (Tricart, 1961 ; Elouard, 1962 ; Monciardini, 1966 ; Michel et al., 1968 ;

Hebrard, 1968 ; Elouard et al., 1969 ; Audibert, 1970 ; Michel, 1973 ; Monteillet, 1980 et 1988 ; OMVS, 1990). Plus récemment de la nouvelle carte géologique du Sénégal (PASMI, 2009) qui est réactualisée au 1e/500000. Cette réactualisation n'a, cependant pas, apporté des bouleversements majeurs, en terme de nomenclature géologique, seuls ont été distingués, en surcharge sur les formations cénozoïques, la formation du Saloum (ancien "Continental terminal", notation "m") et les complexes dunaires (notation "D"). Dans la zone, les séries lithostratigraphiques du post-paléozoïque ont été reconstituées à partir des données de forages. Elles sont sans interruption jusqu'au Quaternaire (forage de Saint-Louis, Toundou Besset et Dagana).

II.1.2.1 Mésozoïque (Secondaire)

Le Mésozoïque est connu dans la zone par les sondages de Toundou-Besset, de Léona (au sud), de Saint-Louis et de Dagana. Il est représenté par des sédiments sableux à gréseux d'origine marine, mais à tendance continentale, appartenant au Sénonien dont l'étage supérieur est le Maastrichtien qui d'ailleurs est très proche de la surface à Dagana (40 m de profondeur) par le jeu de l'anticlinal de Guiers. Le faciès sableux épicontinental, qui le caractérise (épaisseur 10-50 m), présentant des niveaux rubéfiés, témoignant de la présence d'une ride qui a connu des périodes d'émersion. À l'ouest, au niveau des forages de Toundou Besset, Léona et Saint-Louis, le faciès sableux rubéfié se trouve respectivement à plus de 400-500 m et se trouve recouvert par une alternance d'argiles et de sables. On a ainsi une idée sur l'importance de la subsidence qui affecte le delta depuis le Maastrichtien.

II.1.2.2 Cénozoïque (Tertiaire)

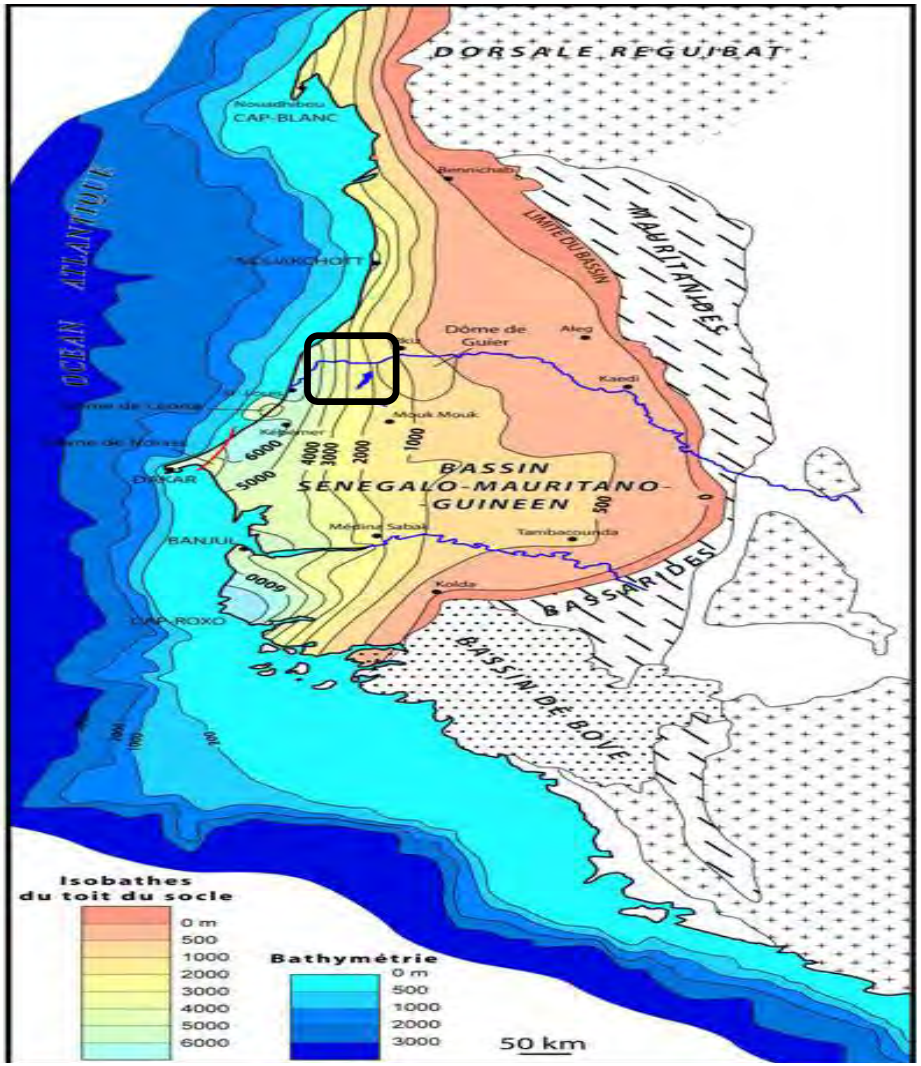
a-Paléocène

Le Paléocène est marin (transgressif) représenté par les formations de Poponguine qui sont constituées de faciès carbonatés, plus ou moins enrichis en apports terrigènes, associés à des marnes et des marno-calcaires avec des épaisseurs minimales dans le Ferlo et le dôme de Guiers (30-50 m) (Fig.20). Ces formations sont représentées dans le delta par des marnes et des grès calcaires (50 m à l'ouest Toundou Besset), des dépôts gréseux (15 m) prés de Dagana et des calcaires coquilliers (30 m) à Rosso.

b-Éocène

Éocène inférieur (Yprésien/e4b)

L'Eocène inférieur est marqué par des faciès à dominante argileuse. Cette homogénéisation de la sédimentation traduit une forte poussée transgressive dont les dépôts vont déborder les limites du bassin paléocène. Dans le delta, le domaine marin transgressif a mis en place les formations de THIÈS constituées par des argiles et marnes feuilletées blanches à attapulgite et horizons phosphato-glauconieux silicifiés.



(Source : Trompette, 1973)

Figure 19 *: Bassin sédimentaire Sénégalo-mauritano-guinéen dans son cadre régional compilée d'après la carte tectonique internationale de l'Afrique (PASMI, 2009)*

Durant cette époque, la sédimentation marneuse est bien développée à l'ouest (150 m à Toundou Besset et 200 m à Saint-Louis). À l'est, l'Éocène inférieur est complètement érodé par le fleuve à Richard Toll du fait de sa position haute sur l'anticlinal de Guiers et apparait à Rosso avec des faciès argilogréseux avec quelques bancs de calcaires dolomitiques (30 m). Cet étage affleure sur les rives méridionales du lac de Guiers sous un faciès marno-carbonaté, calcaires d'argiles blanches prés de Gnith et sous forme de marnes et argiles feuilletés blanches au nord de Keur Momar Sarr (Fig.20). Dans cette partie, il n'a pas été vraiment traversé par des puits ou des forages, à cause du recouvrement sableux important « des formations du Saloum ».

Éocène moyen (Lutétien/e5c)

Après le grand épisode d'inondation de l'Yprésien, le Lutétien est marqué par l'installation d'une plate-forme carbonatée alternant avec des faciès marno-carbonatés, riches en faune marine (discocyclines, oursins et mollusques variés). Ce sont les formations de LAM LAM qui sont connues à l'ouest du delta dans les sondages de Toundou Besset et de Saint-Louis, sous forme de calcaires marneux, de marnes et surtout de calcaires à Nummulites avec une épaisseur de 200 m environ. Toutefois, sa présence est aussi signalée sous les dunes dans la partie sud-ouest du delta, mais aussi prés de Rosso (Diagana, 1994) avec des faciès argilo-marneux ou calcaires dont le sommet est souvent tronqué par l'érosion. Elles sont absentes à l'Est dans le dôme de Guiers (Fig.20).

Éocène Supérieur (Lutétien supérieur Bartonien/e5-6)

Ces dépôts sont représentés pour la nouvelle cartographie par les formations de TAIBA qui sont constituées de calcaires et marnes à Nummulites, phosphatés à l'Ouest. Toutefois, l'existence de cet étage dans le bassin sénégalo-mauritanien reste hypothétique selon Audibert (1970) et Monciardini (1966) suppose son existence en raison d'arguments stratigraphiques et micropaléontologiques, mais ne croit pas à sa présence sur la côte Atlantique. On trouve cependant, dans le forage de Saint-Louis, des faciès marneux et calcaires, de 60 m d'épaisseur, au-dessus des calcaires à Nummulites, qu'il faut bien placer dans la stratigraphie de Toundou Besset où les couches calcaires contiennent des Nummulites jusqu'à leur sommet (Audibert, 1970). Ces dépôts sont absents du dôme de Guiers et peuvent constituer dans la partie sud-ouest du delta, avec les formations du lutétien moyen, le soubassement des formations dunaires du Quaternaire (Fig.20).

II.1.2.3 Paléogène Terminal ou Néogène, (Miocène moyen à supérieur/m)

Sur la figure (Fig.20), cette unité a été représentée en surcharge sur le substratum marin paléogène et néogène. C'est une unité terrigène longtemps considérée comme une formation continentale azoïque jusqu'à la découverte de faunes marines miocènes (Flicoteaux et Médus, 1980). Les dépôts d'âges Miocène-Pliocène ont été groupés du fait de leurs faciès relativement semblables.

Globalement, ils sont constitués par des grès bioturbés et argiles sableuses kaoliniques, à terriers et mollusques : Formation du Saloum. Cette formation désignée autrefois sous l'appellation de Continental Terminal (C.T) constitue une puissante unité gréseuse, accessoirement argileuse, qui couvre une large part du bassin sédimentaire sénégalais, depuis la Casamance et le Saloum, jusqu'au fleuve Sénégal. Vers le Nord, la limite occidentale des dépôts s'arrête en rive droite du lac de Guiers au niveau de laquelle, ces dépôts gréseux miocènes couvrent le plateau occidental du Ferlo, coiffés par une cuirasse ferrugineuse. Au niveau du golfe estuarien, ces formations du Saloum sont caractérisées par une puissante série (100 m) de sables et de grés souvent glauconieux (à Saint-Louis) et des sables à faciès argileux et lumachelliques à modules ferrugineux (à Toundou Besset), surmontant les faciès éocènes. À cette époque, le régime continental s'installe dans le reste du bassin sédimentaire avec un recouvrement d'une épaisse couche de dépôts détritiques constitués de sables, de grés argileux et d'argiles continentales apportées par les cours d'eau à régime de crues brutales. Ces formations détritiques sont considérées par Le priol et Dieng (1985), comme des faciès d'altération de sédiments post-éocène marin ou continental plutôt que des dépôts continentaux. Elles connaissent une période d'intense érosion en climat semi-aride. Dans le delta, la formation du Saloum est subaffleurante, voire affleurante, dans la partie nord-est (entre Dagana, Keur Mbaye, Mbilor et Dji Diéri), principalement à l'Est du lac de Guiers et localement entre Mbenguéye, Niasséne et Ross Béthio (Monteillet, 1980) avec une extension latérale longeant le lac de Guiers jusqu'au nord de Gnith (non représenté sur l'échelle 1^{e}/500 000). Leur épaisseur maximale connue est de l'ordre de 12 m (OMVS-USAID, 1986-1990). Elle est généralement en discordance, sur les formations les plus anciennes et couronnée par une cuirasse ferrugineuse d'épaisseur variant entre 1 et 5 m.

Toutefois, dans certaines parties de la zone, la délimitation de la formation du Saloum et de celles du Quaternaire est difficile, et les deux entités sont regroupées sous forme de formations superficielles (Sainton, 1957), dans la partie où la cuirasse ferrugineuse a été fortement entaillée par l'érosion mécanique pendant les périodes sèches (Michel, 1973). C'est dans ces parties que l'on observe une continuité hydrogéologique des formations géologiques anté-quaternaires et quaternaires dans un ensemble aquifère multicouche.

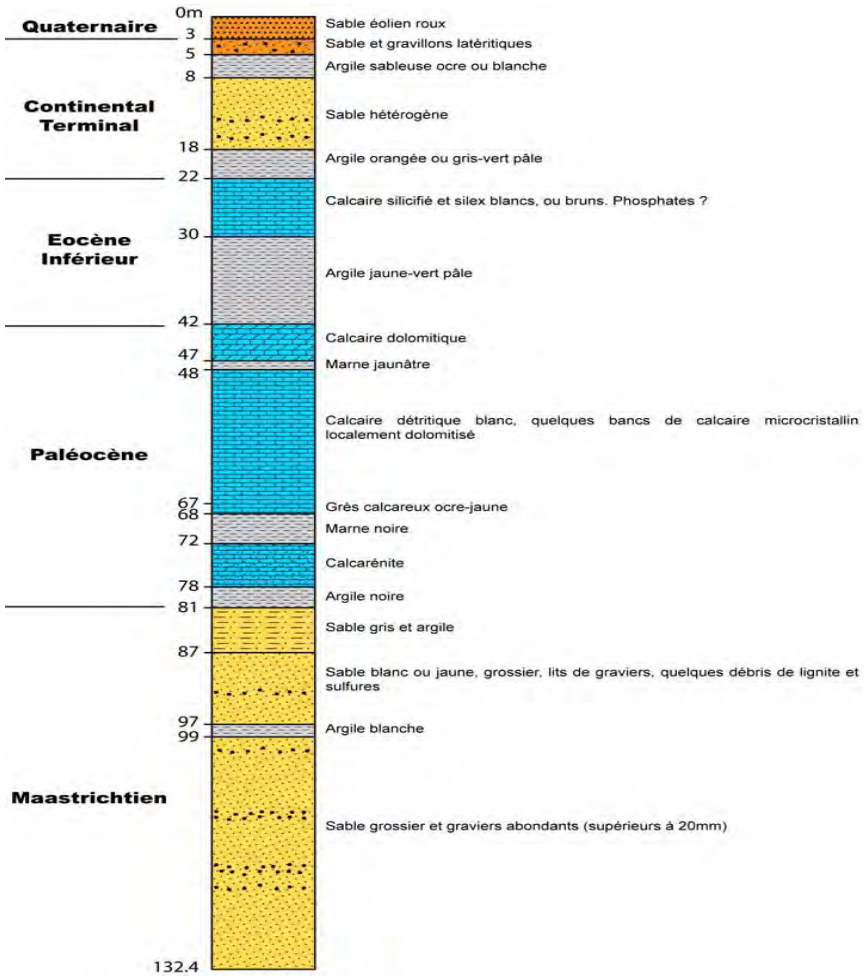


Figure 20*: Coupe du sondage de Saré Lamou dans le dôme de GUIERS (source PASMI, 2009).*

II.1.3 Formations du Quaternaire

Le quaternaire nous intéresse particulièrement puisque la majeure partie des formations de la couverture superficielle se sont déposées durant cette période et que les couches les plus récentes renferment les nappes superficielles. Au cours de cette époque, les alternances des phases de régressions et transgressions et les variations du climat ont entraîné la mise en place de dépôts essentiellement détritiques à faciès continentaux entrecoupés par des dépôts margino-littoraux sur la bordure de l'atlantique et dans les deltas du Sénégal, de la Casamance, du Saloum et de la Gambie (PASMI, 2009). Les travaux antérieurs réalisés par Audibert (1970) ; Michel (1973) et Monteillet (1980, 1988), ainsi que les nombreux logs de sondage disponibles et les travaux de la nouvelle cartographie en 2009, ont été compilés pour mieux caractériser la géologie de subsurface du Quaternaire (Fig.21). Ainsi, dans le souci de mieux représenter la chronologie des dépôts du quaternaire notamment la lithostratigraphie de la zone, une petite comparaison des échelles stratigraphiques du quaternaire a été effectuée en se basant sur la nouvelle et les anciennes nomenclatures établies par les travaux antérieurs (Tableau 5). Cependant, dans le cadre de cette étude nous allons considérer les subdivisions du Quaternaire proposées par la

nouvelle cartographie qui relate que les formations du quaternaire sont constituées par des dépôts d'âge holocène et pléistocène. La nature du substratum au niveau de ces dépôts varie d'Ouest en Est et diffère également de la plaine alluviale aux formations dunaires (Fig.21).

II.1.3.1. Pléistocène

La base du quaternaire repose le plus souvent sur des formations indurées par les oxydes de fer qui peuvent être sous la forme d'une cuirasse très compacte, se fragmentant en gros blocs, ou de gravillons ferrugineux légèrement recimentés. Ces revêtements s'étendent sur la majeure partie du Ferlo et sur la bordure du delta, sur les rives du lac de Guiers et à l'Est de Ross Béthio (rive est du Ndiael) où elles se désagrègent sous forme d'amas de gravillons ferrugineux roulés. Dans la zone, ces latérites sont attribuées à la phase terminale du Néogène représenté par le complexe Miocène-Pliocène (C.T) au niveau duquel repose les dépôts des formations du Pléistocène constituées de bas en haut par :

a-Des colluvions et alluvions indifférenciées (CF1)

Au cours des phases climatiques quaternaires et des régressions-transgressions glacio-eustatiques conséquentes, le fleuve a été amené à creuser son lit majeur puis à y déposer des dépôts meubles qui correspondent à une ou plusieurs terrasses fluviatiles que Michel (1967, 1973) sépare en trois niveaux étagés :

- l'Eémien est constitué par les formations du haut glacis et des hautes terrasses détritiques alluviales des bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Ces dépôts sont constitués de galets et de graviers généralement cimentés en poudingues ou micropoudingues par des oxydes de fer.
Les constituants principaux en sont des éléments de quartz et de latérite, accompagnés de façon plus discrète par des débris calcaires et des jaspes. Au cours d'une période plus humide, les *calcaires lacustres (L)* attribués provisoirement à l'Eémien sont mis en place. Leurs extensions sont observées dans les régions de Diourbel, Louga et du Ferlo dont une petite partie subaffleure sur la rive droite du Lac de Guiers prés de Keur Momar Sarr.

-le Tafaritien (*1 000 000-300 000* ans BP) est caractérisé par la mise en place des dépôts graveleux qui constituent le moyen glacis et la moyenne terrasse des fleuves Sénégal et Gambie. En effet, lors d'une période humide, le creusement a aussi eu pour conséquence le démantèlement des cuirasses antérieures, leur épandage et parfois, la formation de cuirasses secondaires, conglomératiques ou gravillonnaires.

-le bas glacis et la basse terrasse est mis en place lors de la dernière grande régression, alors que le fleuve entame une nouvelle phase de creusement. Il répartit les matériaux érodés sous la forme

de graviers sous berge qui correspondent dans le delta à des sables graveleux alluvionnaires microconglomératiques. Ils sont présents dans les sondages mais nulle part à l'affleurement. Latéralement, ces graviers sous berge passent à un niveau de vases et de sables coquilliers (10 m) et à des sables fins fluviatiles. Les variations climatiques et eustatiques qui s'en suivent (au Post-Eemien) plus particulièrement à l'Inchirien, ont mis en place une sédimentation marquée par des dépôts littoraux et margino-littoraux en subsurface qui n'ont pas d'expression cartographique à l'échelle du 1e/500 000.

Dans le delta du Sénégal, ce sont des grès calcaires et des sables coquilliers à intercalations de beach-rock enfoui sous 10 à 30 m. Ces dépôts marins transgressifs sont relayés à l'intérieur du golfe estuarien, par des dépôts de sables grossiers et sur les limites par des faciès à tendance argileuse très marquée (Michel, 1973). Après ces phases de sédimentation, le golfe marin a connu de légères manifestations tectoniques qui ont contribué au soulèvement de la partie nord du dôme de Guiers (Elouard, Faure et Michel, 1967) avant la mise en place des dunes continentales.

b-Des sables rubéfiés des dunes continentales (D)

La formation de l'erg ancien qui recouvre les régions les plus septentrionales du Sénégal est rattachée à l'Akcharien (300 000 à 125 000 ans ? BP). Les dépôts sont constitués de sables à caractère fluviatile. Durant toute la période de glaciation Würm et tout particulièrement au cours du dernier stade glaciaire (25 000-18 000 ans BP), ces dunes anciennes, correspondant au Préouljien (Tricart, 1951) ou à l'Ogolien (Elouard, 1959) ont été mises en place à la suite d'une longue période de régression marine (-100m) où l'aridité du climat et l'action des alizés continentaux ont favorisé la formation de l'erg des "Dunes rouges" orientées NNE-SSW.

Ces dunes bien conservées entre le delta du Sénégal et le Sine-Saloum, sont constituées de sables corrodés et ultérieurement rubéfiés par des oxydes de fer, leur épaisseur maximale atteignant 50 m. Des formations sableuses limitées, non cartographiables, peuvent être rencontrées localement. A cette époque, la mise en place de ces dunes a empêché progressivement l'accès à la mer au fleuve qui évolue sous un régime endoréique et alluvionne avec une faible compétence. Les dépôts qui marquent cette étape sont très limités et confondus avec ceux de la basse terrasse à colluvions et alluvions indifférenciées.

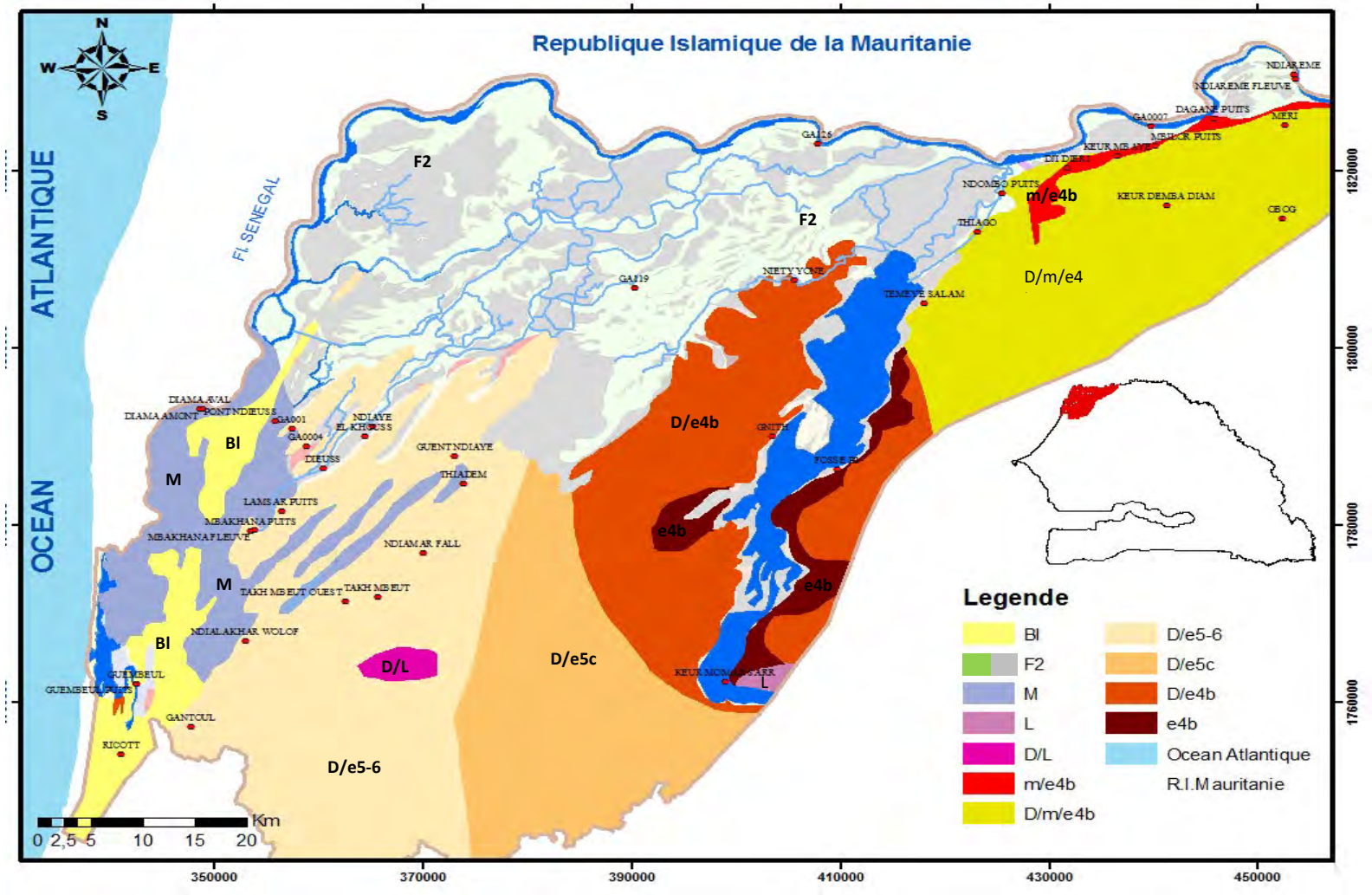


Figure 21*: Carte géologique du delta et de la basse vallée du fleuve (extraite de la nouvelle cartographie **PASMI,** 2009)*

** **Bl** ; Bande littorale ; ***M** : Formation deltaïque avec des vases et sables vasières ;* **F2** : Alluvions fluviatiles récents ; ***L** : Formation lacustre ; **D/L** : Dune /calcaires lacustres ;* **m/e4b** : miocène/formations de l'Ypresien ; ***D/m/e4b** : Dune/miocène/éocène inferieur-Yprésien ;* **D/e5- 6** : Dune/éocène moyen-lutétien ; ***D/e5c** : Dune éocène supérieur **; *D/e4b** : Dune/ éocène inferieur-Yprésien ;* **e4b** : éocène inferieur-Yprésien).*

Tableau 5 : Comparaison des échelles stratigraphiques du Quaternaire dans le delta du Sénégal (Monteillet, 1980 modifié)

ELOUARD ET FAURE (1963)				MICHEL (1973)			GEOTER/BRGM (2009)		
Échelle stratigraphique			Tectonique	Sédimentation	Ech. strat.d'après Hébrard (1973) & Elouard (1971)	Stratigraphie du delta du Sénégal	Sedimentation	Etage	Subdivision
Niveau marin	âge	Etage							
	2000 à 0 BP	Actuel et subactuel		Falun et vase	Actuel et subactuel (2000 à 200 BP)		Sables de plages et des Cordons dunaires Alluvions fluviatiles recentes	ACTUEL-SUBACTUEL POST TAFOLIEN (2000-1000BP) TAFOLIEN (4200-2000BP)	HOLOCENE
+ 1m	3000 B.P	Post Nouakchottien		Falun et vase	Tafolien (2000 à 4200 ans BP)				
+2.5m	5500 B.P	N. supérieur Nouakchottien		Vase et sable coquillier	Nouakchottien (4200 à 6800 ans BP)		Vases et sables de vasières littorales	FLANDRIEN ou NOUAKCHOTTIEN (6800-4200)	
	10000 BP	N.Inférieur : Tchadien		Vase	Tchadien (6800 à 10000 ans BP)		Tourbes noires et Vases argilo-sableuses	TCHADIEN (11000-7000 ans BP)	
- 100m	20000 BP	Og. 2 Ogolien Og. 1		sable dunaire ocre	Og. 2 (10000 à 16000 BP) Ogolien Og.2 (16000 à 20000 BP)		Sables rubéfiés des dunes continentales Sables à caracteres fluviatiles	Glaciation du WURM (25000-18000 BP) Ogolien (110000-25000 BP)	
+4m	30000 BP	Inchirien 2		Grés de plage	Inchirien (30000 à 40000 ans BP)		Grés calcaires et sables coquilliers	POST EEMIEN INCHIRIEN (100000-65000 BP)	
+12m	40000 BP	Inchirien 1		Graviers de quartz et jaspe. grés argileux vert	Aguerguerien		Colluvions et alluvions indifférenciés Graviers sous berge Cuirasses gravillonaires Galets et graviers	EEMIEN (125000-100000 BP) AKCHARIEN (300000-125000 ans BP) TAFARITIEN (1000000-300000 ans BP)	PLEISTOCENE
	100000 BP	Quaternaire moyen		Grés argileux à gravier de quartz. Sables grossiers. argiles versicolores	Aioujien (70000 à 100000 ans BP) Akcharien				
	500000 BP	Quaternaire ancien		Cuirasse ferrugineuse sur le continent (bordure de Guiers) Sédiments marins en continuité avec l'éocène supérieur	Tafaritien (150000 à 200000 BP) Ajouerien		Cuirasse ferrugineuse	MIOCENE-PLIOCENE	

(-) : absence de tectonique ; (+) : présence de tectonique ; (- 100 m) : 100 m au dessous du niveau actuel de la mer ;(+ 12 m) : 12 m au dessus du niveau actuel de la mer.

II.1.3.2. Holocène

C'est au début, de cette époque que le fleuve a pu retrouver son cours en entaillant les cordons dunaires qui lui barraient la route pour accéder à la mer ; il reprenait ainsi son activité qui se matérialise par les dépôts suivants :

a-Sables humifères inter-dunaires (T)

L'épisode Tchadien (11 000-7 000 ans BP) du début de l'Holocène est bien enregistré au Sénégal et n'a pas d'expression superficielle. Durant cette époque, la remontée transgressive lente et irrégulière de la mer se poursuit et finit par déborder sur le domaine lagunaire lorsque le climat est redevenu plus humide. Le fleuve alluvionne et la sédimentation fine est démontrée dans le sondage de Bogué montrant une formation argileuse de 3 à 5 m d'épaisseur. Corrélativement, autour des lagunes se développe une végétation ligneuse favorisant le dépôt de vases silteuses et de tourbes. Dans le delta du Sénégal, entre 15 et 30 m de profondeur, les sables azoïques sont recouverts par des tourbes noires (2-3 m) et une vase argilosableuse (5 m environ). Sur le littoral entre Saint-Louis et Dakar, des dépôts marécageux et lagunaires de tourbes à intercalations argilosableuses se localisent dans les dépressions interdunaires des Niayes. Elles sont datées entre 10 000 et 8 000 ans BP, leur épaisseur ne dépassant pas 14 m.

b-Vases et sables des vasières littorales (M)

Le Nouakchottien (6 800 à 4 200 ans BP) correspond à un épisode de formation de dépôts marins étendus qui ont parfois été considérés comme les témoins d'une transgression puisqu'on les rencontre à une côte variée, voisine du zéro actuel, mais qui peut atteindre +1 à +12 m. Il se caractérise par des accumulations de coquilles de mollusques à matrice argilo-sableuse où domine Anadara senilis (photo 4). Ces dépôts couvrent de vastes superficies dans les vallées du Sénégal, du Ferlo, du Sine-Saloum, de la Gambie et de la Casamance. Dans le delta du Sénégal, ils sont représentés par des sables, des sables vaseux carbonatés et des grès calcaires plus ou moins indurés dont l'épaisseur ne dépasse pas 6 m. Ils ont été mis en place durant l'épisode marin transgressif du Flandrien (vers 5 500 ans BP) qui a déterminé la dynamique morpho sédimentaire du delta actuel. Le delta est constitué d'un complexe de marigots et lagunes, qui sont séparés de la mer par la zone 1ittorale. À la fin de sa remontée (Michel et al., 1967 ; Elouard et Faure, 1967), la mer atteint une côte voisine de celle du niveau actuel. Elle pénètre profondément dans la vallée du fleuve Sénégal, formant une ria qui atteint Bogué à 250 km de la côte et occupe toutes les dépressions voisines : lacs de Guiers et R'kiz, basse vallée du Ferlo. Dans ce domaine estuarien, au régime hydrologique contrasté par le mélange eaux douces-eaux salées, des mangroves se développent ; la sédimentation est fine et les épaisseurs tournent autour de 10 m à Richard-Toll. En aval de Richard-Toll, le delta du Sénégal se met progressivement en place. D'abord largement ouvert sur la mer, les houles peuvent pénétrer profondément, formant

notamment de hautes plages à Anadara senilis en position interne (photo 4a). Ces "terrasses Nouakchottiennes" viennent s'appuyer sur les cordons dunaires Ogoliens en partie démantelés (photo 4b). Elles affleurent fréquemment dans le delta plus particulièrement au niveau de la banlieue sud de Saint-Louis et au niveau des marigots de Khant et de Mangaye. Elles peuvent, en outre, présenter un intérêt économique, car fortement utilisées comme matériaux de construction dans les habitats et au niveau des pistes villageoises.

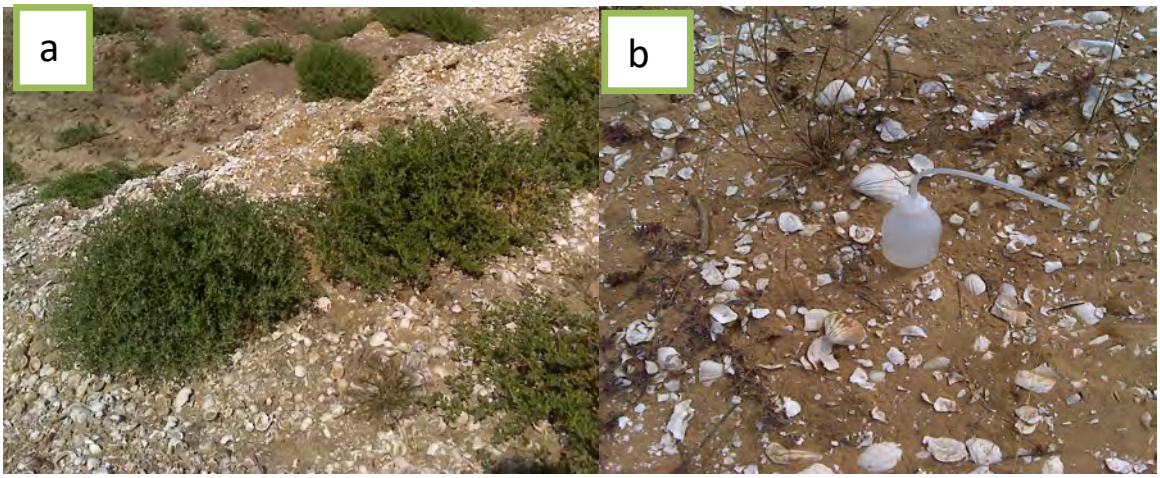


Photo 4 : Affleurement des terrasses marine ou hautes plages à Anadara senilis du Nouakchottien dans le delta

c-Sables des plages et des cordons dunaires (Bl)

Ce sont les manifestations les plus récentes de l'empreinte marine post-transgressive régularisant le littoral. C'est au niveau de l'épisode post-flandrien (ou le Tafolien) que la dérive littorale commence à fermer du Nord au Sud le golfe estuarien en cours de comblement par le delta du fleuve. Cette longue flèche sédimentaire, alimentée par les sables des ergs mauritaniens érodés par la mer, s'édifie en plusieurs étapes entre 4000 et 1880 ans BP (Michel et al., 1967) et entraîne l'infléchissement du cours vers le Sud. Une partie du matériel entraîné par le vent vers l'intérieur contribue à la formation d'édifices dunaires caractérisés par un sable clair ; ce sont les dunes jaunes de la région littorale entre Dakar et Saint-Louis dont l'épaisseur ne dépasse pas 15 m. Le subactuel et à l'actuel correspond à la période la plus courte. Il s'agit ici d'évoquer les grandes lignes de la sédimentation post-Nouakchottienne en relation avec la régression marine et les changements climatiques. Le phénomène important de l'époque est la transformation du golfe lagunaire, la mer continuant à édifier ces cordons littoraux tout en se retirant. Au fur et à mesure de son retrait, la mangrove s'installe sur les bords des chenaux des marées et envahit ainsi toute la vallée depuis Boghé (à 250 km) jusqu'au delta. Corrélativement, le fleuve reprend possession de son domaine et contribue à la disparition progressive de ces mangroves et à l'apparition de deux domaines de sédimentation : dans la zone, des mangroves se déposent des argiles et limons fins alors qu'en dehors de cette zone, se mettent en place des sables et des sables limoneux.

Ces types de sols sont souvent sulfatés acides (IRAT, 1964). Dans le delta, on comprend pourquoi la sédimentation montre un enchevêtrement complexe de sédiments alternativement fins et grossiers.

d-Alluvions fluviatiles récentes (F2)

Largement développées dans les deltas et estuaires des fleuves Sénégal, Saloum-Gambie et Casamance, ces alluvions forment d'épais remplissages. Dans le delta du Sénégal, ces alluvions se rencontrent à des profondeurs de 15 à 30 m. Elles sont constituées de sables azoïques sur environ 10 m d'épaisseur surmontés par des dépôts de sables alluvionnaires à stratifications obliques, d'argiles grises ou noires parfois intercalées de sables, et de sables coquilliers épais en moyenne de 7 m. Ce recouvrement sablo-argileux s'est mis en place lorsque le climat a subi une forte crise d'aridité débutant vers 4 200 ans BP ce qui correspond au Tafolien. En même temps, dans la vallée comme dans le delta se forment les barres de méandres qui suivent les divagations du fleuve et de ses défluents. Durant les deux derniers millénaires représentés par le subactuel et l'actuel, l'évolution dans la vallée et le delta supérieur est marquée par une relative stabilisation générale du cours fluvial. Le fleuve a connu des crues assez violentes et dégageait son lit encombré de matériaux divers et fins, les transporte, les remanie, les dépose enfin sur les rives convexes où ils constituent des bourrelets de berge ou levées (Fondé) auprès des rives. Ce sont des digues naturelles qui se forment par la déposition des matériaux grossiers transportés par l'eau à grande vitesse.

Par contre, plus loin de la rivière se trouvent les cuvettes de décantation (Hollaldé) où des matières argilo-limoneuses (60 à 70% argile kaolinitique) sont décantées dans une zone peu turbulente. Les cuvettes couvrent à peu près un tiers du delta (Fig.22).

Ce système des barres de méandre formant les levées subactuelles et actuelles est relativement simple, ajusté sur le contour des sinuosités du fleuve. Il est constitué de sables souvent fins et de limons quartzeux et présente des dépôts particulièrement nets dans la vallée et très anarchiques dans le delta où ils sont qualifiés de sédiments fluvio-deltaïques (Tricart, 1961). Bordant les anciens bras du fleuve, ces barres de méandres présentent une grande variabilité de faciès, couvrant des surfaces allongées légèrement en relief qui délimitent entre elles des dépressions ou cuvettes.

Ces cuvettes de décantation dessinent une mosaïque complexe contrainte par le tracé des bourrelets de berge post-flandrien et récente. Dans le lit majeur du fleuve, ces parties basses largement inondées par la crue sont le siège d'une sédimentation de sables fins, de limons et de pélites. Dans le bas-delta, l'avancée des sables éoliens vers l'intérieur détermine l'apparition de dunes paraboliques semi-fixées tandis que la flèche sédimentaire se développe pour constituer la « Langue de Barbarie » (Fig.23).

Dans la zone de contact entre les influences marines et fluviales se forment des étendues de sables, de limons et de vases auxquelles on conserve le nom de vasière littorale (M), les « slikke et schorre », même si la part réellement argileuse dans le sédiment est très subordonnée à celle du quartz limoneux ou sableux. À ce jour, il n'est pas encore possible de mesurer les incidences morphologiques et sédimentologiques liées aux constructions et à la mise en service des barrages de Diama et Manantali et à l'édification d'une brèche au sud de Saint-Louis.

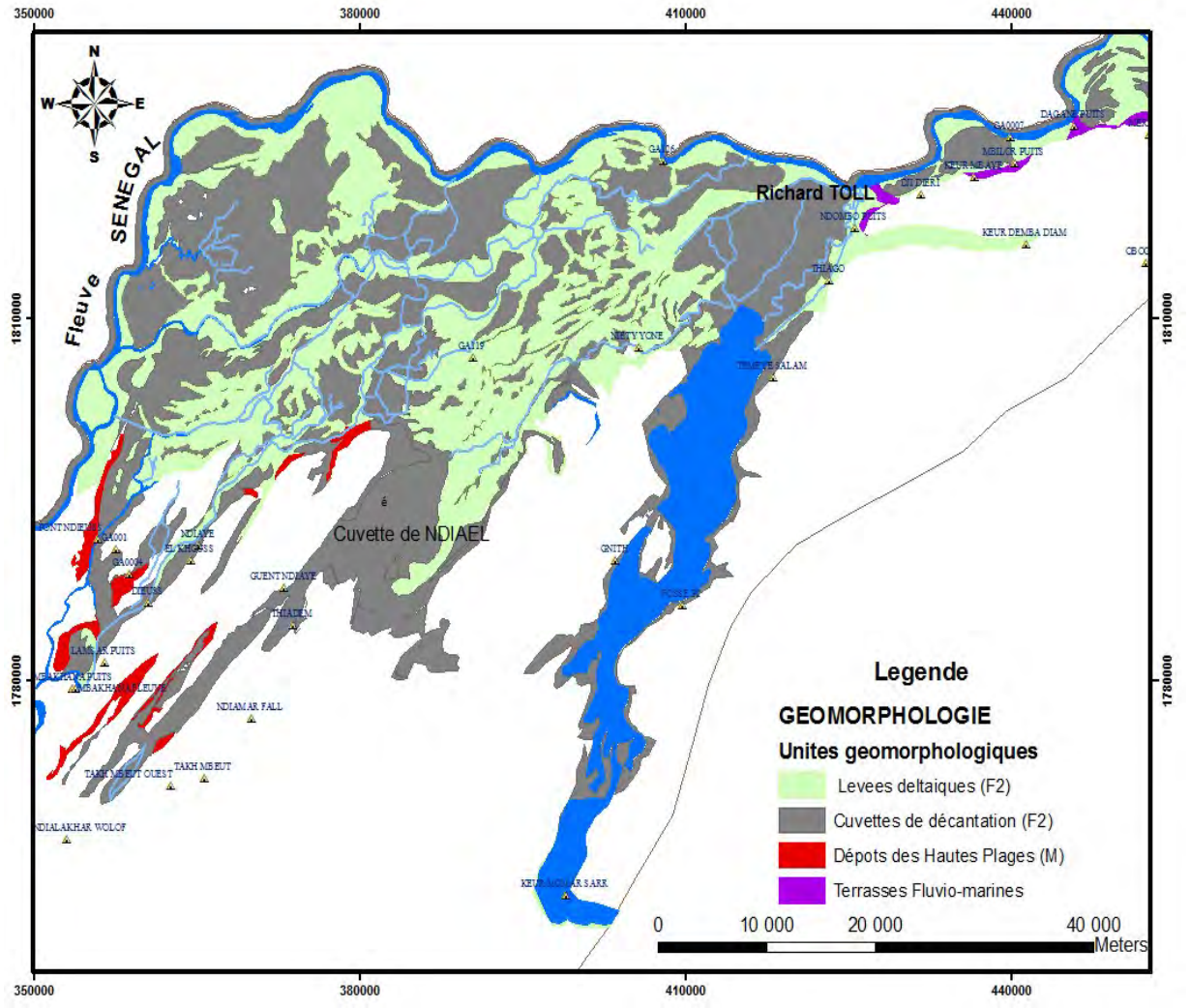


Figure 22*: Affleurement des sédiments fluvio-deltaïques (F2) dans le delta du fleuve Sénégal (échelle : 1e/200 000)*

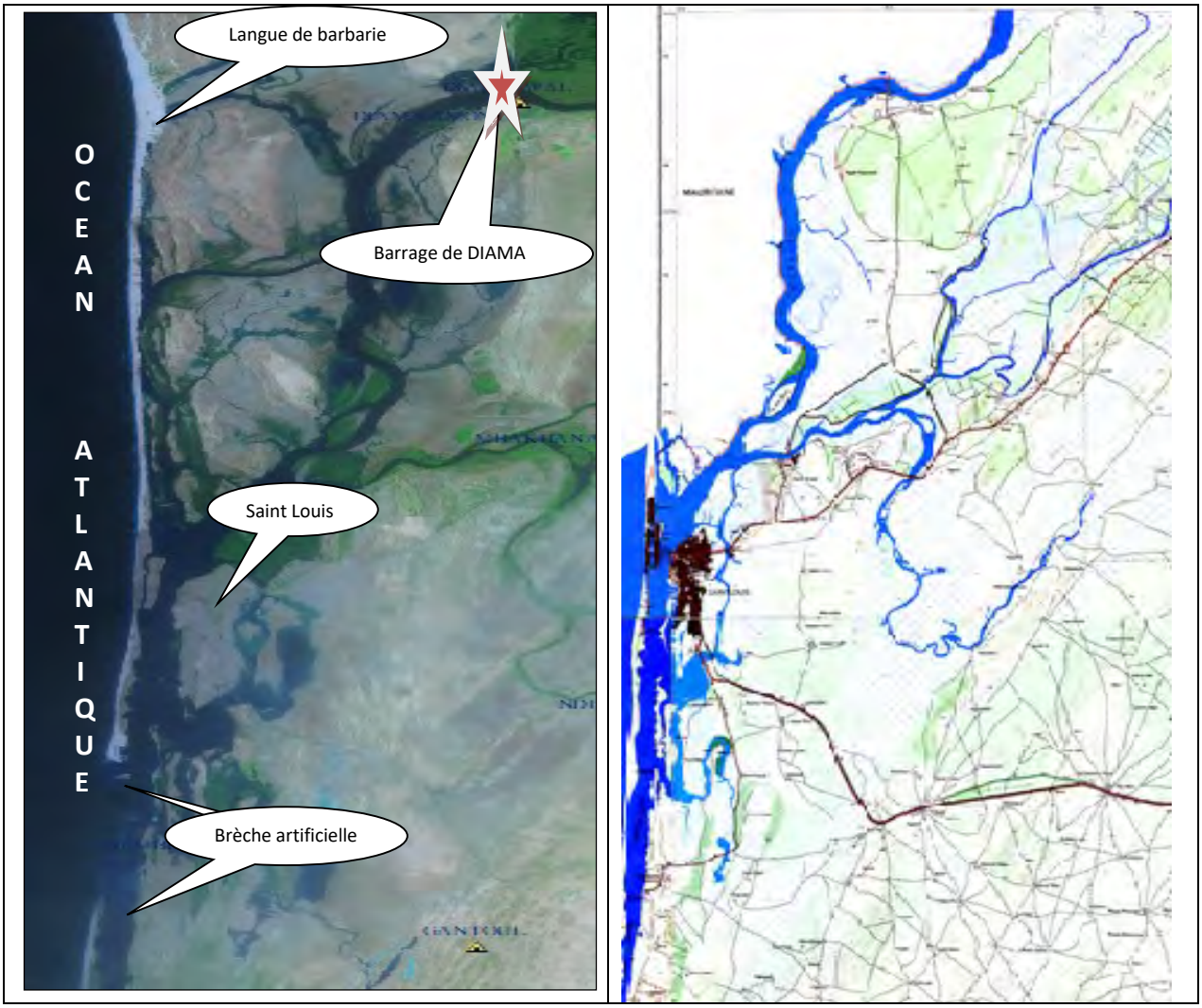


Figure 23*: Complexe géomorphologique de l'estuaire du fleuve Sénégal (extrait de l'image Landsat 8, 2013)*

II.1.3.3 Stratigraphie des Formations géologiques du delta

La synthèse et la description lithostratigraphique des formations géologiques ont été basées sur les essais de corrélation effectués sur des coupes de forages réunies et des sondages réalisés dans la zone. Les données ont été traitées dans le logiciel RockWork 15. La localisation de l'ensemble des coupes est précisée sur les figures 24 et 25. Sur les coupes, GG' et EE' respectivement d'orientation NNE-SSW et NE-SW, on observe un approfondissement progressif du substratum et un enfouissement des dépôts (jusqu'à -500 m IGN) vers l'Ouest en direction de la cote principalement sur l'axe Saint-Louis-Toundou Besset. C'est sur cet axe que la profondeur du substratum et l'épaisseur des couvertures sédimentaires sont maximales. Contrairement, à la partie est et nord-est, où le substratum remonte du fait de la présence de l'anticlinal de Guiers,

les cotes altimétriques peuvent atteindre 20 m IGN. Toujours sur la figure 25, les coupes CC', DD' et FF' respectivement localisées au Nord-Est du lac de Guiers et d'orientation NE-SW et NW-SE, montrent au niveau du dôme de Guiers, des biseautages fréquents qui font disparaitre certains dépôts de l'Éocène et du Continental Terminal. Ces biseautages associés au rehaussement du substratum par la tectonique ont favorisé des changements dans la distribution verticale et latérale des faciès mettant ainsi en contact ou en discordance les différentes formations aquifères du quaternaire avec les formations du Paléogène ou du Maastrichtien. L'analyse des différents sondages superficiels révèle que le remplissage des dépôts fluviodeltaïque (Fig.26) durant l'Holocène obéit à cette même complexité du fait :

· de la nature variée des dépôts avec alternance des faciès marins, continentaux et fluviatiles souvent détritiques et anarchiques du fait des multiples variations eustatiques et du climat de la zone (Faure et Elouard, 1967) ;· des biseautages des dépôts qui correspondaient le plus souvent à l'épandage des séries de dépôts qui se présentent sous forme de couches lenticulaires souvent sans grande extension latérale (entrées et sorties incessantes de la mer).

· de la configuration structurale et tectonique du substratum faillé avec surtout les mouvements d'affaissement/surrection qui affectent les séries de dépôts dont l'ordre et l'épaisseur des couches varient selon les zones. Ces variations pourraient être liées ou intensifiées par la proximité des failles verticales décrochantes, qui rendent parfois difficile les corrélations d'un point à un autre du fait, des coupes lithofaciès complètement différents. Ainsi, dans la partie est, les dépôts de l'Holocène s'amincissent et les faciès traduisent une atténuation progressive de l'influence marine en même temps que le substratum se relève (Monteillet, 1980) ; à l'ouest, ces dépôts apparaissent également condensés du fait de la zone relevée qui correspond à la bande côtière des grès calcaires de l'Inchirien, alors que dans la partie centrale du delta ils sont bien diversifiés et semblent avoir une puissance maximum de 50 m.

· de l'absence de coupure nette entre les différentes séries de dépôts détritiques qui apparaissent avec des faciès constamment remaniés d'âges différents. En effet, si dans l'ensemble ces dépôts ont une certaine homogénéité (sable vaseux et vase sableuse), dans le détail ils sont très complexes du point de vue lithologique, granulométrique et minéralogique.

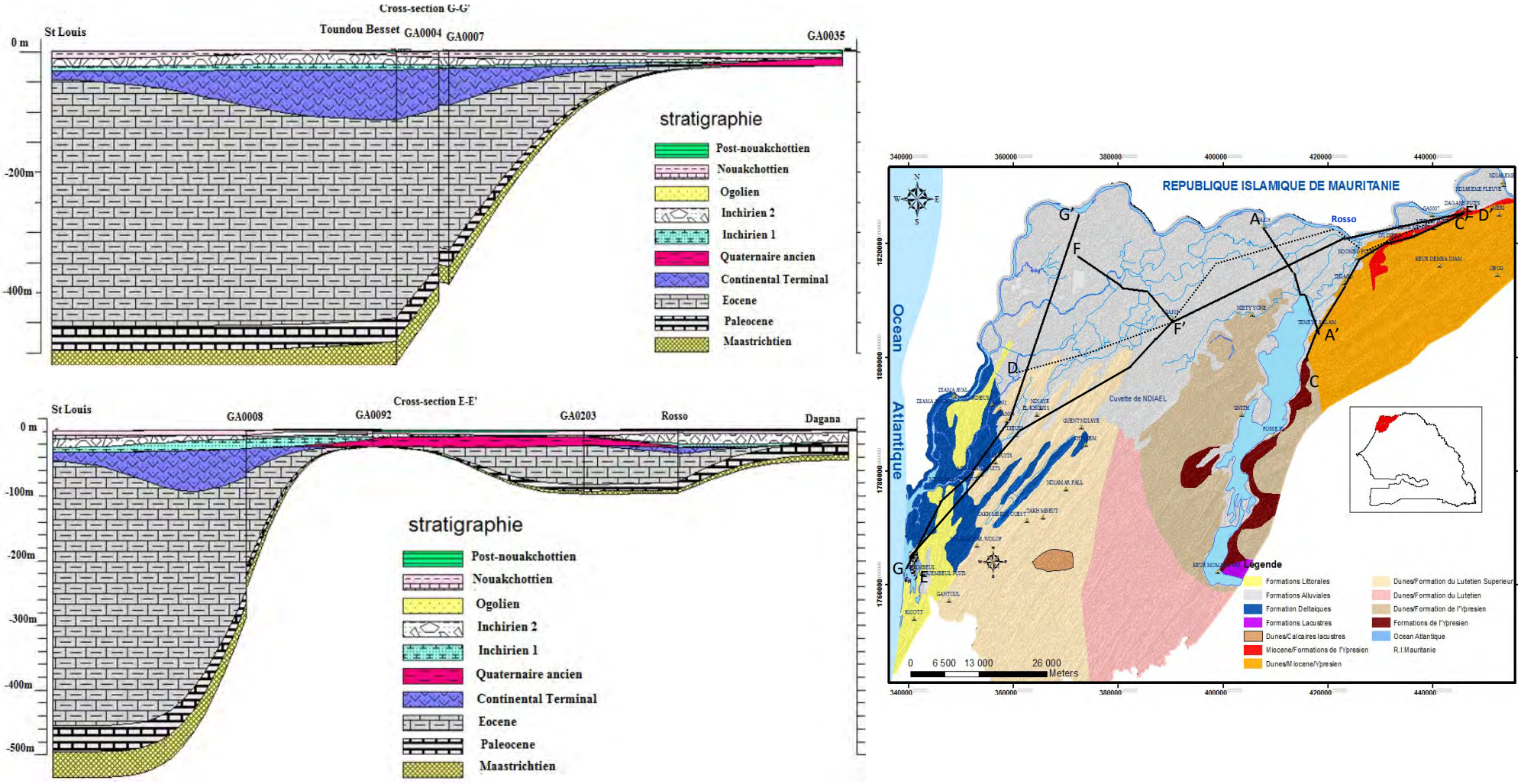


Figure 24*: Corrélation litho-stratigraphique des coupes géologique dans le delta Ouest du fleuve Sénégal (Coupes stratigraphiques).*

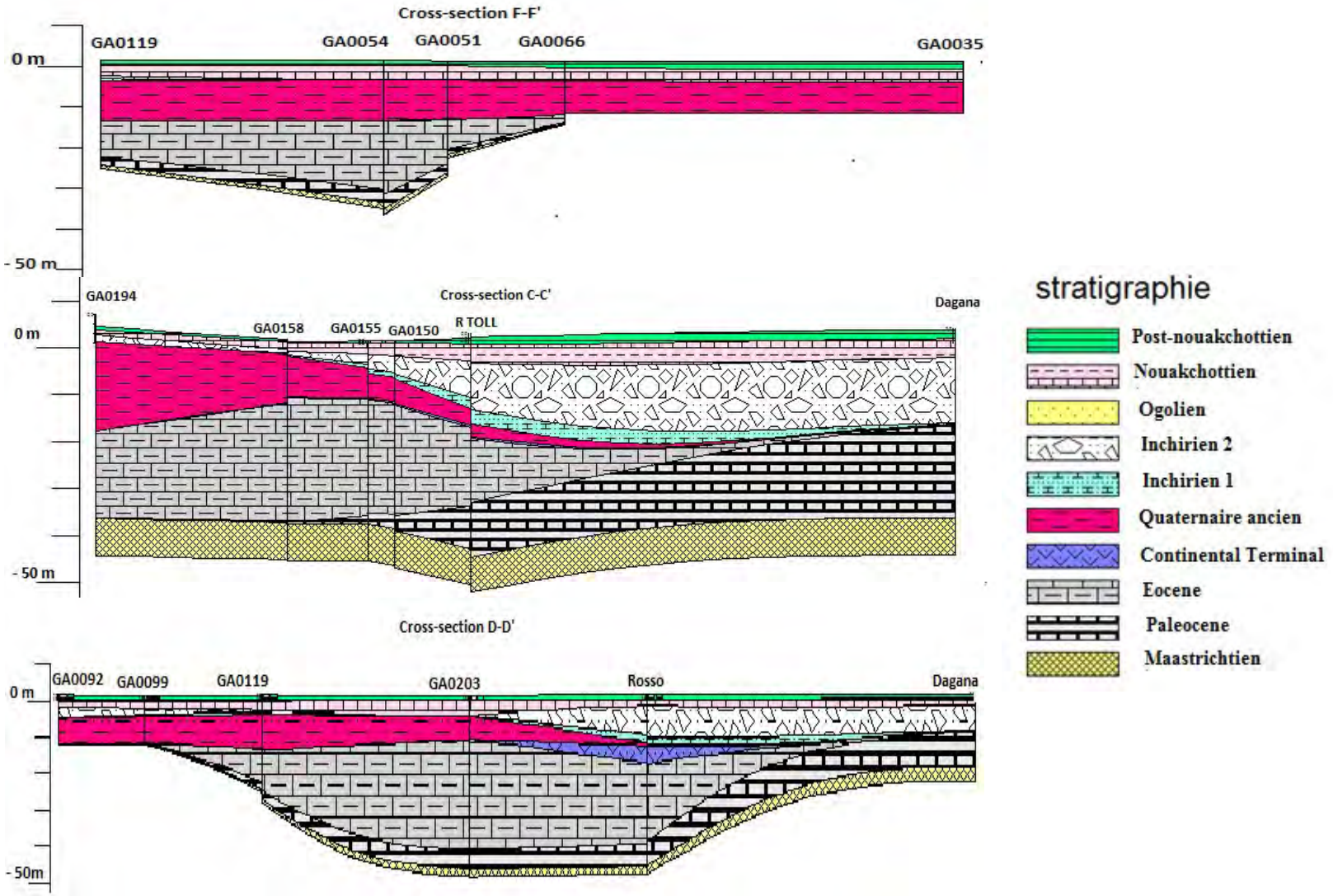


Figure 25*: Corrélation litho-stratigraphique des coupes géologique dans le delta Est du fleuve Sénégal (Coupes stratigraphiques).*

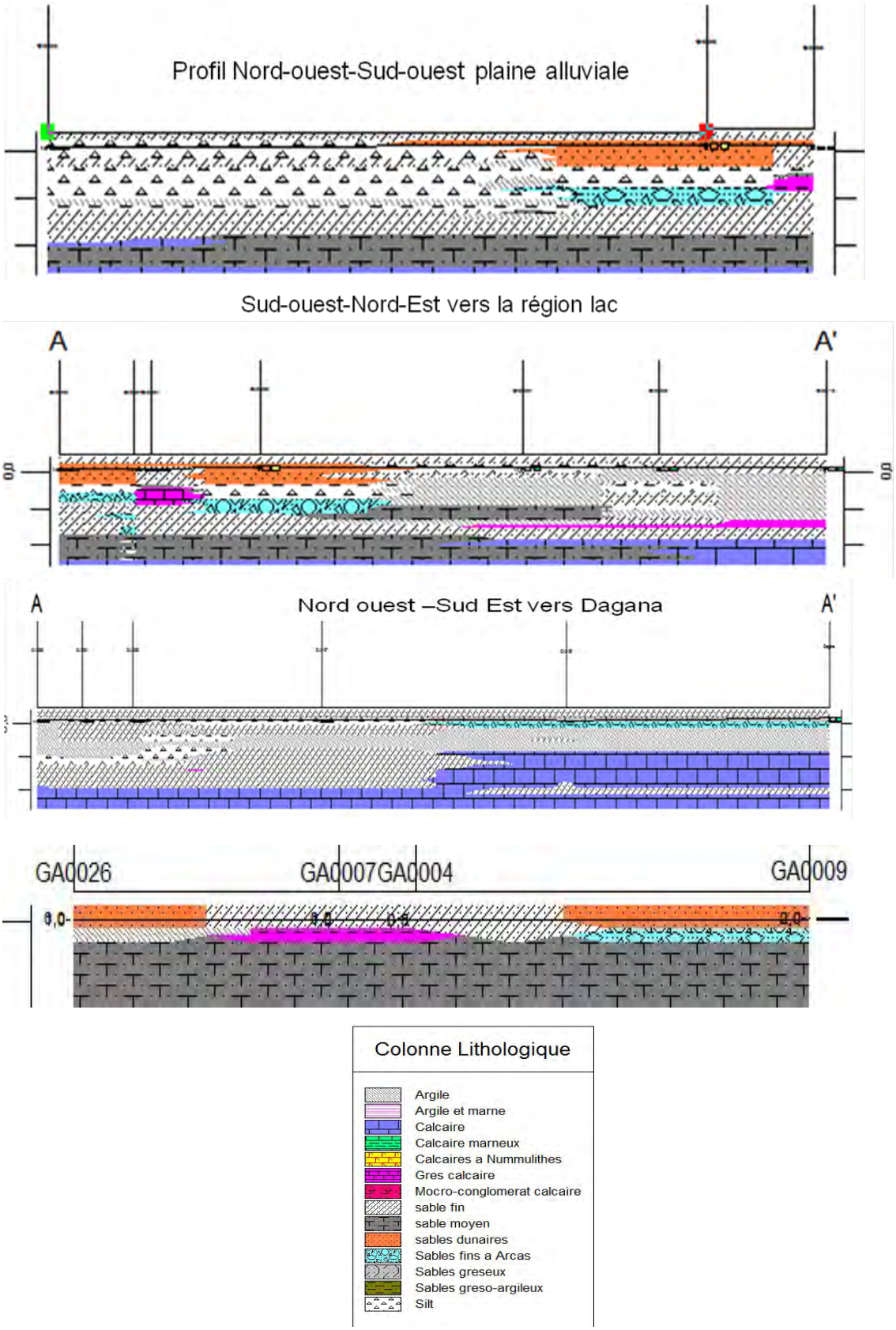


Figure 26*: Corrélation lithologique des coupes géologique dans le delta Est du fleuve Senegal (Source, M.Diaw).*

II.1. 4. Tectonique et structure

La tectonique du bassin sédimentaire Sénégalo-mauritanien est extrêmement discrète. On observe des ondulations à grand rayon de courbure qui ne sont que la répercussion de mouvements affectant le substratum cristallin ou métamorphique Audibert (1970). À l'ouest, on constate une certaine intensification des phénomènes et une répétition des formes tectoniques (Michel, 1973). Du Sud vers le Nord, on rencontre successivement des zones hautes (Anticlinal ou horst) et des zones basses (fosse ou graben) : horst de Guinée portugaise-fosse de la basse Casamance ; horst de Ndiass (où affleure le Maastrichtien) et de Dakar (où affleure le Crétacé) ; fosse de Kelle interrompue par l'appointement intrusif de Léona qui se poursuit au Nord par la fosse du delta du Sénégal et le horst de Guiers (où affleure le Paléocène). En d'autres termes, le bassin sédimentaire est considéré au-delà de la limite d'affleurement occidentale du substratum comme une succession de rides synclinale (haute Casamance-Ferlo), anticlinale (Ndiass-Guiers) et synclinale (Kelle-Delta) qui est toutes parallèles à sa limite. On aperçoit ainsi comment le delta apparait (fond de fosse) dans cette grande unité structurale du bassin sédimentaire. Cependant, sa structure tectonique a été définitivement fixée par les mouvements qui se sont déroulés successivement du crétacé jusqu'à des périodes plus récentes. Ces mouvements sont caractérisés par des déformations souples et cassantes qui correspondent à une succession de soulèvements et d'affaissements responsables de l'existence de surfaces d'érosion ou d'accumulation. De nombreux indices laissent à penser que des ruptures se sont produites dans la couverture sédimentaire au cours du quaternaire à la suite de l'enfoncement de la zone. Les études des sociétés de recherches pétrolières dans le delta (SAP, 1963) font état lors des campagnes sismiques réfraction, d'une série de failles profondes du substratum qui proviennent de l'effondrement du socle. Le faisceau de failles ayant entrainé de puissants décrochements du socle dans la zone est représenté. Les résultats de plusieurs forages dans la zone, couplés aux cartes géologiques établies par le PASMI (2009) ont permis de localiser plus précisément certaines failles. Ce sont des failles d'alignements longitudinaux orientées SW-NE et relayées par de failles WNW-ESE. Il s'agirait selon Faure et al. (1971), de failles du précambrien qui n'ont pas cessé de rejouer depuis cette époque. De plus, ces failles qui ne coïncident pas avec la direction des dunes sont recoupées par un réseau de petites failles orthogonales de direction NW/W-NE, SSW/NNE (failles de Gnith et de Niéti Yonne) qui s'étend jusqu'au fleuve (Audibert, 1967 et 1970 et Trénous et al., 1971). Ces failles secondaires observées sur le flanc ouest du dôme de Guiers (Fig.27) prennent en écharpe toute la région nord du lac de Guiers (Cogels, 1984) et l'ensemble présente une disposition tectonique en touches de piano (Michel, 1973). Il est probable que le delta d'après Audibert (1970), est également limité par un réseau de failles au nord, mais aucun argument décisif n'a été encore avancé. Dans son ensemble, le delta apparait comme un

petit bassin de subsidence (fond de fosse), profond, comblé par des séries constamment remaniées et d'âges différents, limité à l'Est par un anticlinal compartimenté sur son flanc ouest, témoin des rejets successifs. Ces multiples rejets qui ont joué du Crétacé jusqu'à une époque récente ont nécessairement eu d'importantes conséquences sur la sédimentation et les propriétés des formations.

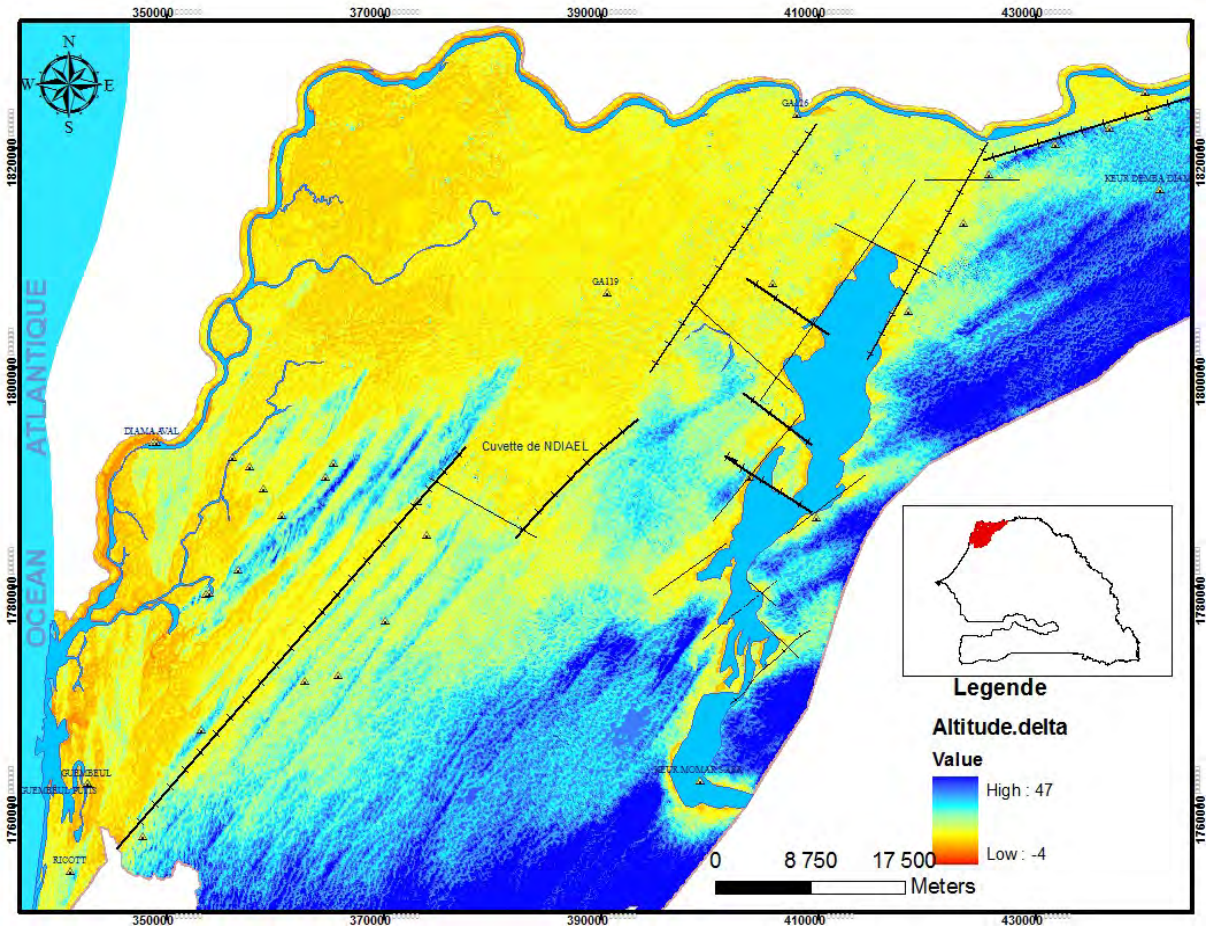


Figure 27*: Carte structurale simplifiée du delta du Sénégal superposée dans le MNT (source Audibert, 1970,* Trénous et al., 1971*)*

II. 1.5. Paléogéographie des formations superficielles du delta

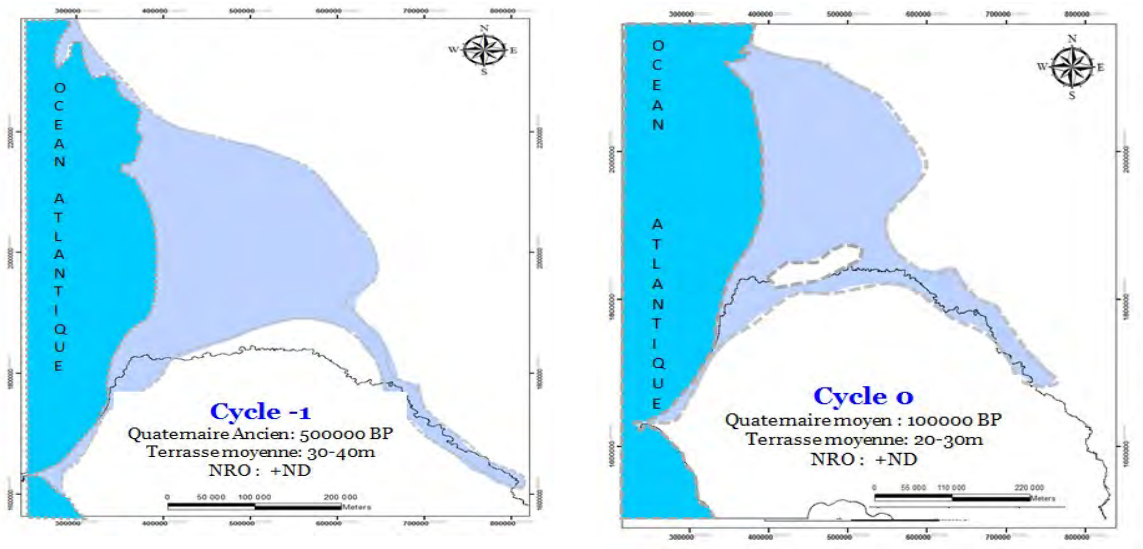
Tout au long de l'histoire géologique du continent, le niveau de la mer avait tendance à changer au fil du temps. Par conséquent, il était fréquent de voir que les deltas et les zones côtières sont inondés par la mer pendant les périodes de transgressions marines. Les zones qui ont été couvertes par la mer ne se prolongeaient pas dans les marges des grands bassins sédimentaires côtiers et la plupart des transgressions marines du Mésozoïque et du Tertiaire ont couvert toutes les côtes de l'Afrique (ONU, 1973). Cependant, ces épisodes marins transgressifs antéquaternaires ont été observés également sur la côte sénégalo-mauritanienne ; ils se sont poursuivis jusqu'à des époques les plus récentes correspondantes aux périodes de glaciations

du quaternaire. Dans le delta du fleuve Sénégal, ces remontées transgressives récurrentes et irrégulières de la mer se sont poursuivies en particulier durant le Pléistocène et l'Holocène où le niveau marin a fortement varié et n'a atteint une certaine stabilité que depuis à peu près 1000 ans dans cette partie du bassin du fleuve Sénégal. En outre, ces multiples variations des cycles océaniques ont mis en place, des dépôts marins détritiques très divers souvent à des côtes très variées. Durant ces remontées successives du niveau marin, toute cette partie nord-côtière ou deltaïque du bassin Sénégalo-mauritanien a été régulièrement envahie par la mer (voir Fig. 28, 29, 30). En effet, lors de leurs phases de retraits, une partie de l'eau de mer qui n'a pas pu être repoussée est souvent piégée à l'intérieur de ces dépôts détritiques lagunaires, marins ou fluviodeltaïques. Et ainsi, les différentes couches des terrains sédimentaires ont incorporé, de quantités importantes de sels qui évoluent souvent en circuit fermé (Tricart, 1961 ; Illy, 1973). Par le jeu de l'évaporation intense liée à l'aridité de la zone et les gradients hydrauliques très réduits de ces dépôts, ces eaux de mer piégées et souvent très évaporées sont à l'origine de la paléosalinité ou paléosaumure sédimentaire dont l'intensité est donc très variable selon les époques (Quaternaire ancien et moyen, Inchirien I et II, Nouakchottien, etc.) et les endroits (amont et aval du delta). Dans la zone, suivant la configuration et les propriétés physiques et hydrauliques des milieux de dépôts, la qualité des ressources en eau et des sols adjacente à ces paléosaumures sédimentaires est diversement affectée par cette salinisation d'origine naturelle ou géogénique (salinisation primaire).

Cependant, à une époque plus récente (subactuel actuel), après la configuration géomorphologique de l'hydrosystème du delta actuel (Fig.30) et les perturbations des régimes climatique et hydrologique, les eaux de mer empruntées fréquemment le tracé du système fluvial en période d'étiage pour pénétrer sur des dizaines de kilomètres voire des centaines de kilomètres à l'intérieur des terres de la vallée. Cette situation de déséquilibre rendait les eaux de surface parfois impropres sur une bonne partie de l'année, à la consommation humaine et à l'utilisation agricole.

Lors des périodes pluvieuses, l'arrivée de l'onde de crue expulsée directement les eaux salées de part et d'autre du lit majeur du fleuve rendant ainsi, les terres dans cette partie de la plaine alluviale de plus en plus salées. En effet, du fait de la récurrence de ce phénomène naturel associé à l'aridité du climat dans cette zone, on assiste à des accumulations successives de sels dans les horizons superficiels qui se traduisent par la présence de croûtes et d'efflorescences salines dans la plaine d'inondation. Cette situation s'est poursuivie dans le delta du fleuve jusqu'à une époque très récente correspondante à l'établissement des barrages d'antisel de Diama (en 1986) et d'hydroélectrique de Manantali (en 1988).

L'histoire paléogéographique de la zone ponctuée par les séries d'actions des différents facteurs climatiques, eustatiques et tectoniques sur les environnements de dépôts a été résumée dans le Tableau 6.



*NRO : niveau relatf de l'océan

Figure 28*: Évolution des niveaux de la mer au Pleitocène dans le bassin aval du fleuve Sénègal*

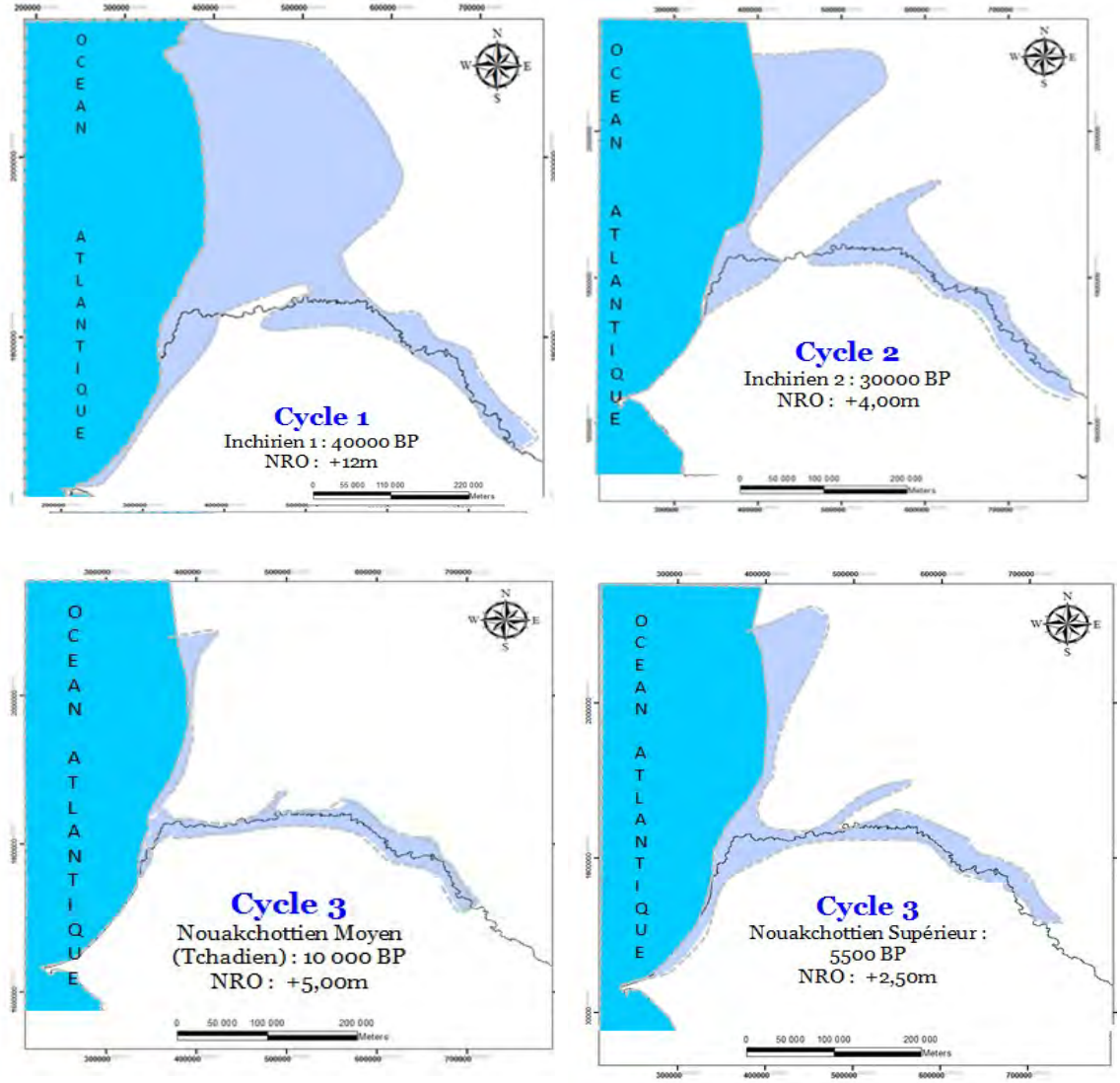
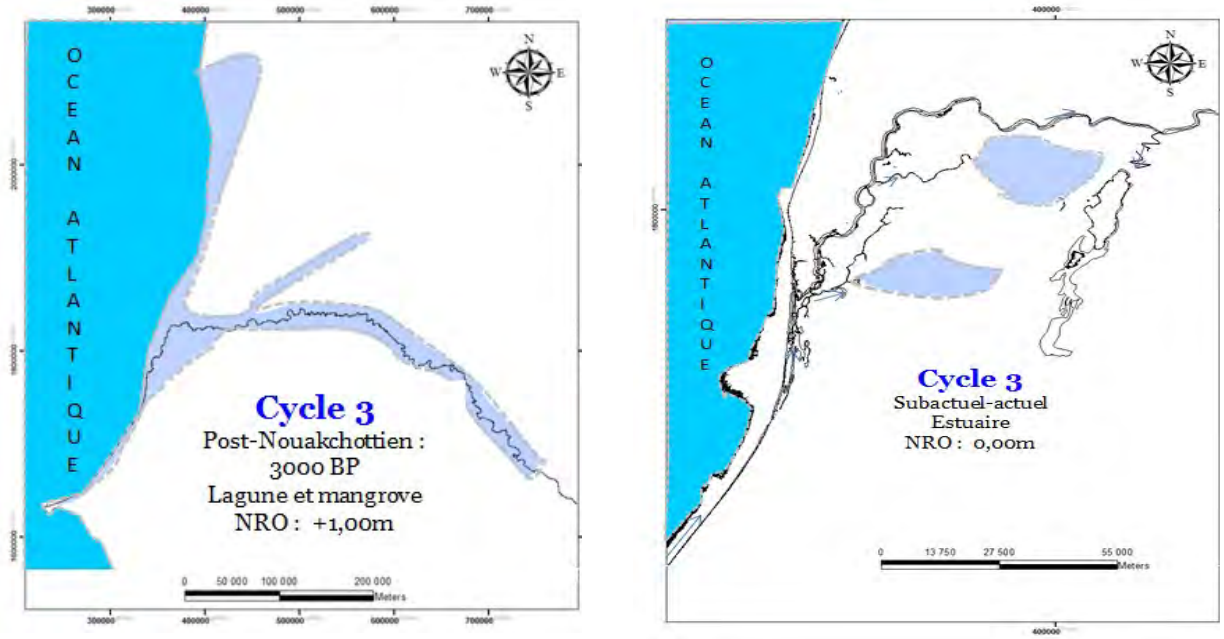


Figure 29*: Évolution des niveaux de la mer au cours de l'Holocène inférieur-moyen dans le bassin aval du fleuve Sénégal (source Audibert, 1970)*



*NRO : niveau relatf de l'océan

Figure 30*: Évolution des niveaux de la mer durant l'Holocène supérieur -actuel dans le bassin aval du fleuve Sénégal (source Audibert, 1970)*

À la suite de l'analyse descriptive et structurale des formations de l'holocène, nous avons tenté à partir de la reconstitution paléogéographique d'indiquer les conditions qui régnaient au cours des différentes époques considérées et de retracer le schéma conceptuel de la structure géologique d'ensemble du delta du fleuve durant ces périodes (Fig.31).

En somme, il faut retenir de cette tentative de reconstitution paléogéographique que l'histoire géologique du delta a été façonnée par les mouvements de reculs et de remontés incessants de la mer, par les actions de surrection et de subsidence, de flexure et de cassure, par les changements du climat et par les "errements" du fleuve qui ont étalé une sédimentation hétérogène souvent chaotique et détritique. Une des conséquences importantes est que la nature géologique et morphologique des terrains et leurs caractéristiques hydrogéologiques (propriétés des aquifères) en sont fortement affectées.

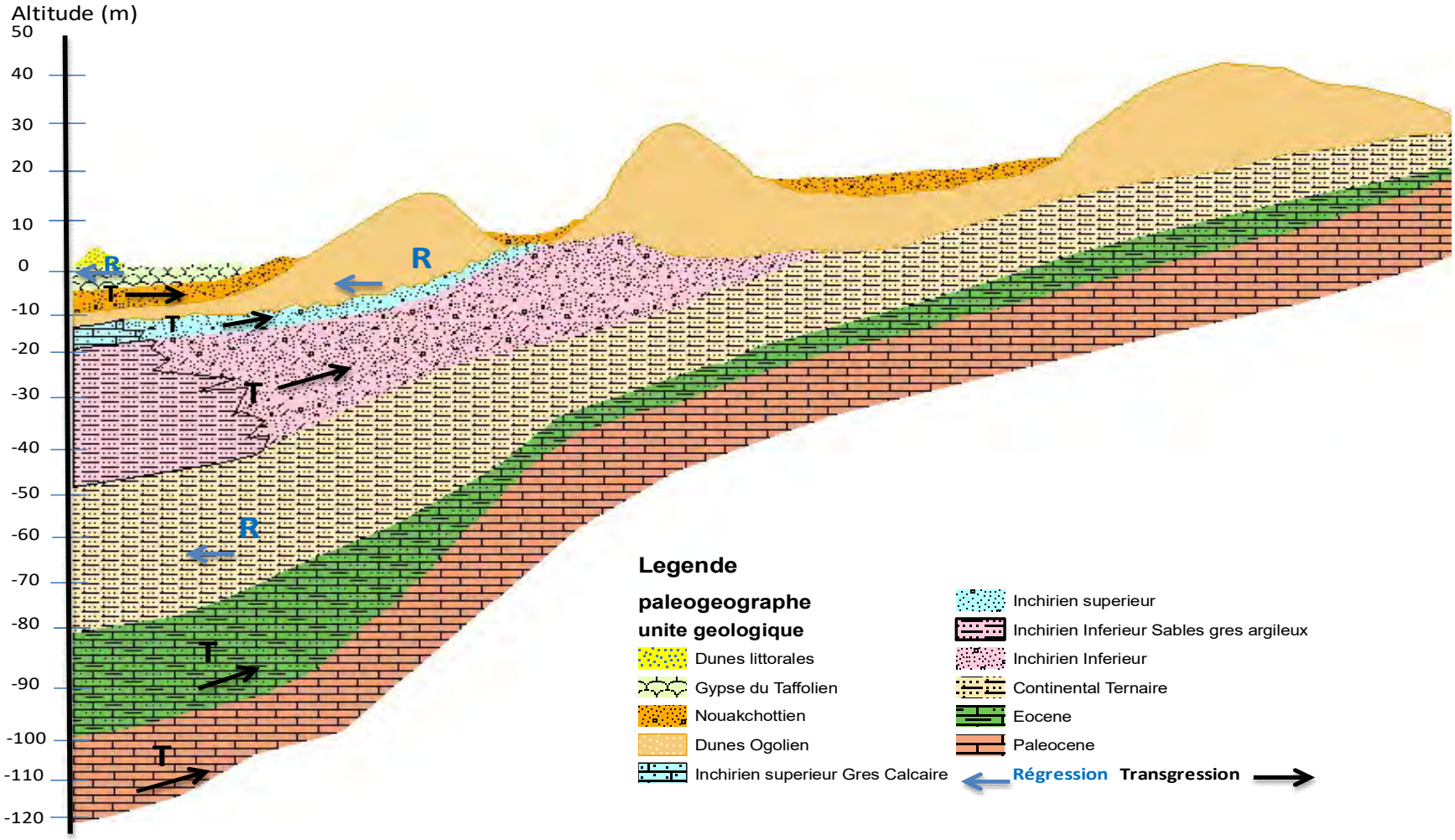


Figure 31*: Coupe schématique (ouest-est) représentant la reconstitution paléogéographique des formations géologiques dans le delta du fleuve Sénégal (Audibert, 1970 modifiée).*

Tableau 6*: Reconstitution paléogéographique des formations géologiques superficielles dans le delta du fleuve Sénégal*

Période/âge	Evolution des pulsations de la mer (phase 1, 2 et 3)	Sédimentation et dépôts	Variation climatique	Modification et apports du Fleuve	tectonique
Eocène-Pliocène	Régression	Erosion intense et dépôts de sédiments détritiques Cuirasse latéritique fossilisées	Climat sec 2. Climat plus humide	Dépôts detritiques Entaillement du plateau de grés (+40m)	Subsidence
Inchirien Infèrieur (1)	Transgression marine vers l'est (domaine continental et subcontinental) Légère régression qui abaisse le niveau de base Abaissement du niveau marin	1. Grés calcaire et argiles vertes Dépôts de hautes terrasses de graviers (Brakna) par le fleuve 2. Edification des basse terrasse (+11m) par le fleuve 3. Basse terrasse s'individualise de même que les grés calcaires qui s'érigent en falaise	Plus ou moins Humide	1. Vicissitude du fleuve : Inactif au sud et Actif au nord 2. fleuve s'écoule de KAEDI-BOGHE	1. Subsidence et relèvement de l'anticlinal de GUIERS 3. Abaissement du compartiment ouest du delta
Inchirien Supérieur (2)	Régression Transgression	1. Erosion intense et Mise en place des dunes sableuses évoluant en grés à l'ouest et des regs de Q et F issus du démantèlement de la falaise de grés 2. dépôts à tendance argileuse et édification de faluns a coquille abondantes et variées	1. Climat aride 2. Humide	2 .Fleuve s'ecoule en direction du sud ouest a partir de BOGHE et se jette dans le golfe Inchirien superieur	
Post-Inchirien-Ogolien	Grande régression marine (-100m)	1. Altération des grés argileux et de grés de l'Inchirien (couleur jaune) 2. Mise en place des dunes continentales qui fossilisent les anciens reliefs (Delta-Trarza)	1. Sec et aride 2. Redistribution par le vent des ergs	Cesse de couler	Mouvement de basculement avec un relèvement du dôme de GUIERS
Nouakchottien	1. Début de la transgression marine 2. Transgression se poursuit pour conquérir le terrain perdu 3. Transgression maximum Mer s'engage dans le lit du fleuve	2. Grés Inchirien démantelés en partie et les coquilles arrachées constituent la base de l'étage Edification de cordon littoral Nord-Sud 3. Sédimentation devient plus détritiques : Sables ogoliens sont charriés et remaniés sont déposés en bordure = tersasse marine	Climat de plus en plus humide	Fleuve reprend du service remblaie son lit d'argile et de sables 3 Lit du fleuve envahit par la mer	
Post Nouakchottien - actuel	1. Pulsations régressives de la mer 2. Dérive littoral Nord-sud 3 .Ultime régression marine	1. Apparition des plages et terrasses 2. Edification des cordons de dune et transformation du delta en lagune ; delta sous marin apparait 3. Transformation du delta en estuaire et édification de nouveaux cordons Le modelé du delta actuel s'est fixé		1. Fleuve redevient actif 2. il fraye un chemin en direction du sud 3. il remblaie son lit d'argile et de vase et dépose a chaque crue des limons sableux issus des sédiments maintes fois remaniées et divisées. Entre ces dépôts se décantent des boues transportes par les crues qui formes les cuvettes	

II.2 Hydrogéologie du delta

II.2.1 Historique sur l'hydrogéologie de la zone

De nombreuses prospections et études hydrogéologiques localisées ont été réalisées depuis l'époque coloniale pour caractériser le fonctionnement hydrodynamique et les modalités de recharge de l'aquifère alluvial dans la vallée. Ainsi, les travaux effectués sur le secteur, par Illy, 1973 ; Bajsarowicz and Welton, 1979 ; OMVS-USAID, 1986-1990, EQUESEN, 1990-91 ; Diagana, 1994 ; et même ceux effectués par Travi, 1988, sur l'ensemble du bassin sédimentaire, ont permis en les synthétisant de reconnaitre les relations complexes entre le fleuve et les systèmes aquifères et de circonscrire les unités hydrogéologiques observées dans la vallée du fleuve Sénégal (Fig.32). Toutefois, ces études hydrogéologiques ne couvrent pas tout le bassin du fleuve du fait qu'elles sont souvent portées par des projets ou des études qui ont des objectifs bien définis, suivant des échelles spatio-temporelles plus ou moins réduites. En outre, il existe pratiquement peu de travaux de recherche hydrogéologique réactualisés dans cette partie du bassin. Ces travaux se limitent souvent à l'interprétation des données existantes et à la caractérisation du mode de fonctionnement et d'alimentation de la nappe alluviale en rapport avec les aménagements hydroagricoles (Touzi, 1988 ; OMVS/SOE, 2007 ; Diaw, 2008, etc.) et avec les changements des conditions climatiques (Lo et al., 2011 ; Gaye et al., 2013 ; Ngom-Diop, 2013, etc.).

À l'échelle du delta, plusieurs travaux de recherche ont été réalisés (Dubois, 1956 et 1959 ; BRGM, 1964 et 1965 ; IRAT, 1965-1967). Ces travaux visaient essentiellement à caractériser les systèmes aquifères et leur relation avec le fleuve, leur qualité en rapport avec la salinité du sol et les potentiels de drainabilité pour l'agriculture. Cependant, la synthèse et l'approfondissement des connaissances sur la géologie et l'hydrogéologie de la nappe alluviale et sur les échanges nappe/fleuve ont été abordés par les travaux d'Audibert (1967 et 1970) et approfondi par le Projet « Eaux souterraines » (P.E.S-OMVS/USAID, 1986/1990) qui constitue une des plus importantes études hydrogéologiques réalisées au niveau du bassin du fleuve Sénégal. Ce projet a débuté en 1985 par la réalisation de 589 piézomètres et le suivi de 582 puits villageois et a mis en place un dispositif d'observation hydrogéologique entre 1987-1989 lui permettant de suivre l'évolution de la nappe superficielle en fonction de l'exploitation des aménagements actuels et futurs et l'impact des barrages sur les systèmes aquifères dans les limites de la vallée du fleuve Sénégal. Vers le début des années 1990, le projet Environnement et Qualité des Eaux au Sénégal (EQUESEN, 1990/1991) a pris le relais ; il a permis de faire un suivi des piézomètres et une caractérisation par approche hydrologique et isotopique des échanges-fleuve/nappe dans la moyenne vallée du fleuve. Par la suite, aucun suivi régulier n'a été assuré dans le delta et la vallée du fleuve en dépit des tentatives effectuées entre 2002/2003 par la SGPRE qui s'occupe de la gestion des ouvrages fonctionnels se trouvant sur le territoire sénégalais. Depuis 1997, un réseau de 37 piézomètres dans le delta a été rétrocédé à la SAED qui effectue régulièrement des suivis

piézométriques mensuels dont les données ont été utilisées pour étudier les variations de la piézométrie de la nappe alluviale du delta.

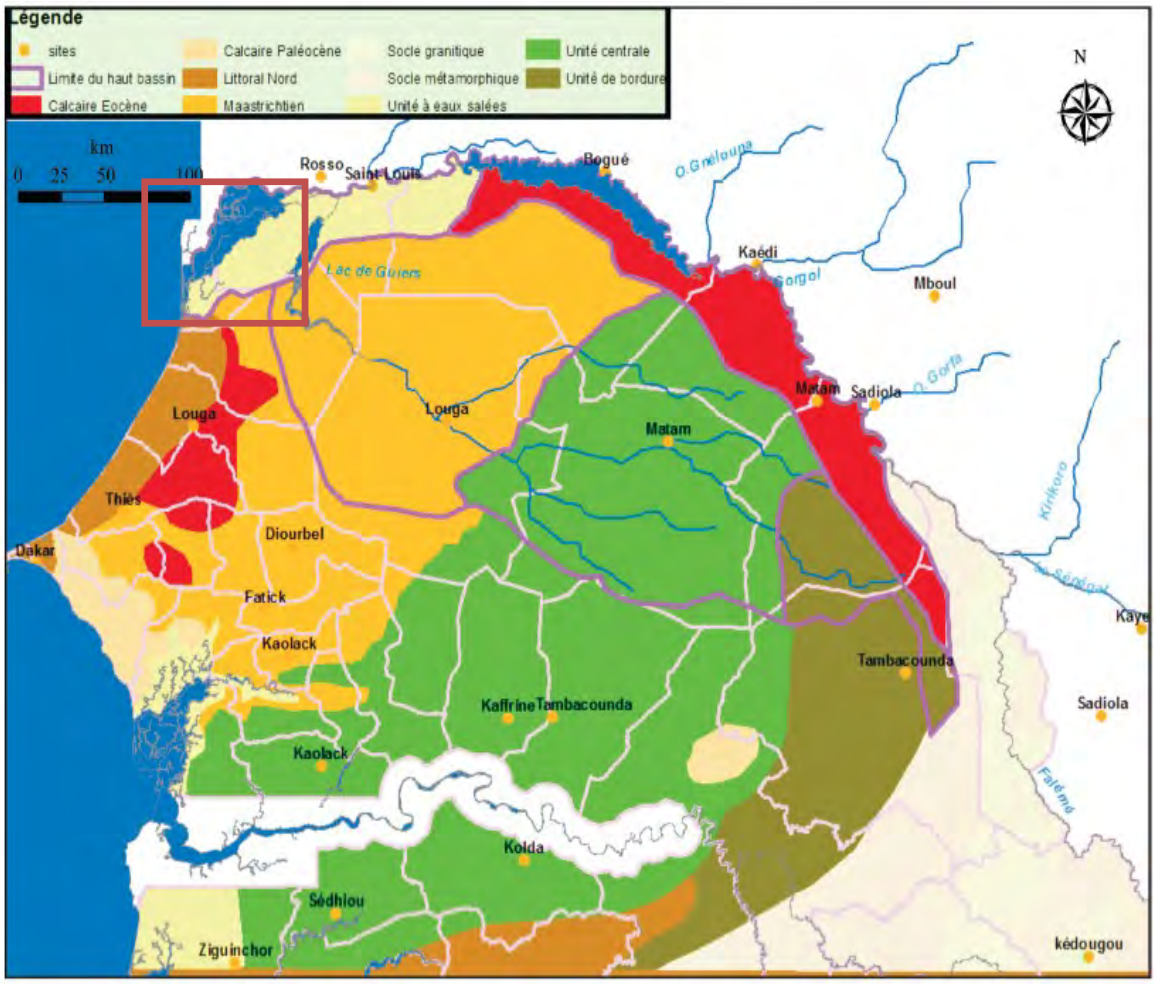


Figure 32*: Carte hydrogéologique du Sénégal (OMVS-SOE/C13, 2007)*

II.2.2 Description des différents réservoirs aquifères

La synthèse de ces travaux antérieurs effectués sur l'hydrogéologie du bassin du fleuve Sénégal et ceux de OMVS-SOE, 2007, a permis d'améliorer la connaissance sur la précision de la géométrie et de la structure des réservoirs aquifères et d'avoir une meilleure compréhension sur le schéma de l'hydrogéologie globale des formations aquifères dans cette partie de la vallée du fleuve Sénégal. In fine, comme pour la géologie, la structure hydrogéologique des formations dans le delta est très affectée par la tectonique et les propriétés aquifères sont ainsi très variées. Elle varie suivant les types de dépôts (marin, fluvial, continental), la nature et l'extension variable des dépôts, les mouvements de subsidence à l'ouest et de surrection à l'est (horst de Guiers) et la présence de failles qui découpent et configurent les formations aquifères. À l'ouest du fait de la subsidence, on a un système aquifère complexe et multicouche formé de bas en haut par : l'aquifère profond du Maastrichtien, l'aquifère du Paléocène, l'aquifère de l'Eocène-Miocène et les aquifères

superficiels du quaternaire. Dans ce secteur, les aquifères profonds n'ont pas souvent un intérêt hydrogéologique du fait de la nature détritique argileuse de leurs dépôts et de la salinité. En fonction de la sédimentation, des caractéristiques lithologiques et du positionnement altimétrique, les formations aquifères superficielles sont subdivisées en deux unités hydrogéologiques (Audibert, 1970): l'aquifère des formations alluviales (ou aquifère des terres basses) et l'aquifère des formations dunaires qui sont adjacentes et peuvent entretenir des relations d'échanges latérales ou verticales entre eux ou avec les aquifères profonds dont les connexions et les interactions sont encore mal connues.

II.2.2.1 Aquifére des Formations alluviales et deltaïques (ou des terres basses)

La structure hydrogéologique de ces formations alluviales et deltaïques est le reflet de la structure géologique récente du delta. En effet, les descriptions géologiques des coupes de sondage et la caractérisation des réservoirs aquifères révèlent l'existence d'un aquifère unique compartimenté en deux réservoirs juxtaposés : le compartiment supérieur et le compartiment inférieur.

II.2.2.1.1 Formations du Nouakchottien ou réservoir du compartiment supérieur

Cet aquifère, contenu dans des couches remaniées des dépôts du Nouakchottien constitués de sables plus ou moins argileux et limoneux d'origine lagunaire et fluviodeltaïque, renferme la nappe alluviale. Il est coiffé par des couches de surface généralement argileuses ou silteuse qui ont été transformées en une succession de lentilles de dimensions variables et alternativement semi-perméables et imperméables, du fait de la discontinuité et de l'extrême hétérogénéité granulométrique des sédiments du Post-Nouakchottien. Les essais d'infiltration réalisé sur le terrain ont révélé des couches de surface très résistantes aux écoulements verticaux et des coefficients de perméabilité n'excèdant pas 2 m/j (OMVS, 1990). Ce réservoir aquifère sous-jacent s'est sédimenté en milieu marin en piégeant du sel lors de leur mise en place (Michel, 1973). L'origine de la salinité des sols est attribuée à cette grande transgression marine (vers 5500 BP) au cours de laquelle la vallée et son delta ont été comblés par des dépôts lagunaires ou marins salés (Illy, 1973). Les couches sableuses contiennent fréquemment des nodules ferrugineux formés autour des racines de palétuviers tandis que les couches argileuses renferment souvent des cristaux de sels (Audibert, 1970). Ces sédiments sabloargileux sont présents à une profondeur d'environ 1 à 3 m sous un horizon argileux dont l'épaisseur varie entre 1-2 m dans la partie centrale des dépressions, et entre 0,5-1 m prés de leur bordure (Poussin et al., 2002). Il est apparu cependant lors de la reconnaissance détaillée des premiers mètres du sous-sol que la succession des faciès était à l'origine la suivante : argile sablolimoneuse de décantation 1-2 m ; sables fins ou argiles à cat-clays de 1-4 m ; sables limoneux ou vases argileuses 2-5 m. Ces couches sont souvent limitées vers le bas par les vases argileuses du Nouakchottien ou par les

grés argileux de l'Inchirien. Le compartiment supérieur du réservoir aquifère est relativement homogène dans sa nature granulométrique et spatialement discontinue. Son épaisseur varie entre 0 et 12 m.

L'examen des photos de profils de sols prises dans les villages de Tiadem et de Nguenth Ndiaye, aux abords des terres basses, confirme dans les premiers horizons cette couverture argilosilteuse avec des traces d'une ancienne végétation de mangroves dont les racines, sont entachées d'oxyde de fer de coloration rouge par les phases d'oxydation (Photo 5).

La nappe est contenue dans du sable limoneux avec présence de cristaux de sels qui sont des résidus de l'eau mer évaporée. L'eau primitive contenue dans ces dépôts Nouakchottien a disparu progressivement par drainage naturel et par évaporation et l'eau qui l'a remplacée n'a pas encore lessivé les sels du terrain et se charge à leur contact. La nappe qui peut être captive ou semi-libre est très saline (de 9 à 40 g/L de résidus secs), peut supporter sur sa strate supérieure une mince couche d'eau douce qui peut être reprise par évaporation (Diaw, 2008).

L'alimentation de la nappe se fait souvent lors que le sol est inondé et bien évidemment lorsqu'il y a irrigation ou échanges directs avec le fleuve, mais ces échanges peuvent être parfois considérablement réduits en raison du tapissage argileux du lit mineur et de l'absence d'une pente hydraulique suffisante. À chaque fois que la nappe alluviale possède des tranches d'eau douce plus ou moins appréciables comme dans la partie est (sous bassin de Dagana), elle est généralement utilisée pour l'alimentation en eau potable. Cet aquifère qui se retrouve souvent entre la cote 0,0 m et +1 m, est généralement sous le contrôle des variations locales (inondation, pluie, évaporation, irrigation, etc.). Le réseau d'observation et de suivi piézométrique au niveau de ces formations alluviales et deltaïques, est composé d'une dizaine d'ouvrages qui captent ces horizons à des profondeurs de 2 à 6 m.

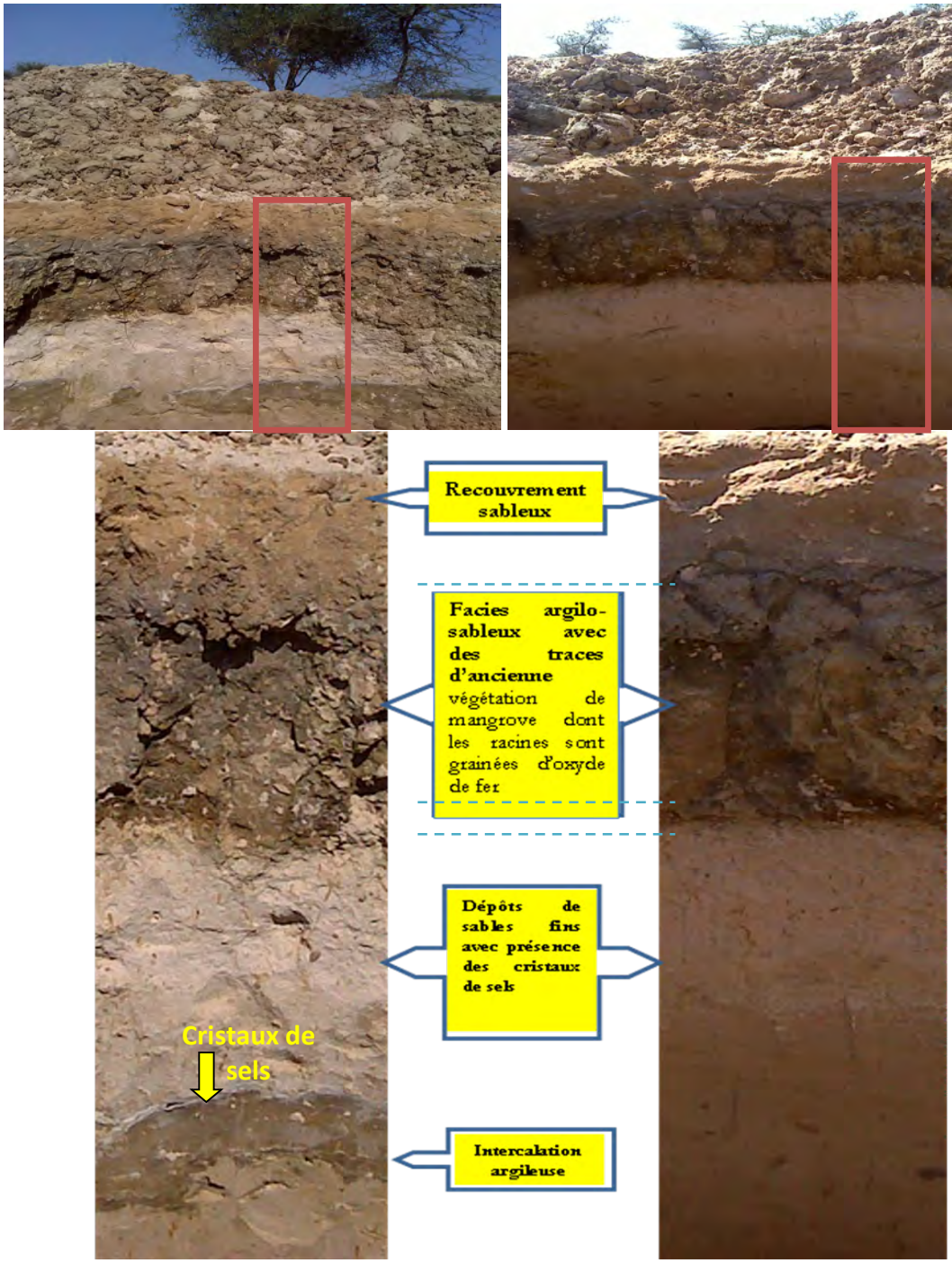


Photo 5 : Litho-pédologie de la zone non saturée de l'aquifère à sables fins du Nouakchottien dans les terres basses (à Tiadem et à Guenth Ndiaye).

II.2.2.1.2 Formations de l'Inchirien ou réservoir du compartiment inférieur

Le réservoir aquifère contient une nappe dont l'importance est fonction de l'épaisseur, de l'étendue des couches lenticulaires et des connexions hydrauliques qui s'opèrent à l'intérieur et entre ces couches lenticulaires. Ce sont des dépôts marins, appartenant généralement aux dépôts littoraux et marginolittoraux en subsurface, constitués de sables, de silts et d'argiles (OMVS/USAID, 1990 ; ISTI, 1990), qui ont une extension cartographique limitée à l'Est du lac de

Guiers par des failles supposées et se trouvant entre les cotes -5 et -15 m. C'est un réservoir qui contient parfois une nappe discontinue dont les profondeurs varient en fonction de l'altitude et de la saison. II ne présente généralement pas, un intérêt hydrogéologique. L'eau de la nappe est saumâtre et parfois très salée en raison de son origine : c'est de l'eau de mer qui n'a été diluée que localement (les résidus secs varient de 15 à 50 g/L) par les eaux d'infiltration. Dans l'ensemble, l'aquifère est captif ou semi-perméable selon la présence de l'épaisse couche argileuse ou argilosilteuse du second niveau. Il est sous le contrôle des variations régionales qui peuvent affecter le système fluviodeltaïque. Ce réservoir inférieur souvent capté à des profondeurs différentes, peut supporter les formations dunaires incrustées dans la plaine alluviale (terre basse) et peuvent reposer en discordance selon les secteurs sur les formations du Saloum (ex: CT) et sur les formations hétérogènes de l'Éocène et du Paléocène. Généralement, les résultats des travaux de l'OMVS/USAID (1990), basés sur une grande dispersion géographique des sites étudiés et sur la reconnaissance de la similitude dans la géométrie des différents aquifères testés (échelle locale) ont permis d'inférer cette configuration du réservoir à l'ensemble du delta (échelle régionale). Ainsi, schématiquement la description géologique de l'aquifère des terres basses peut être représentée dans la figure 33.

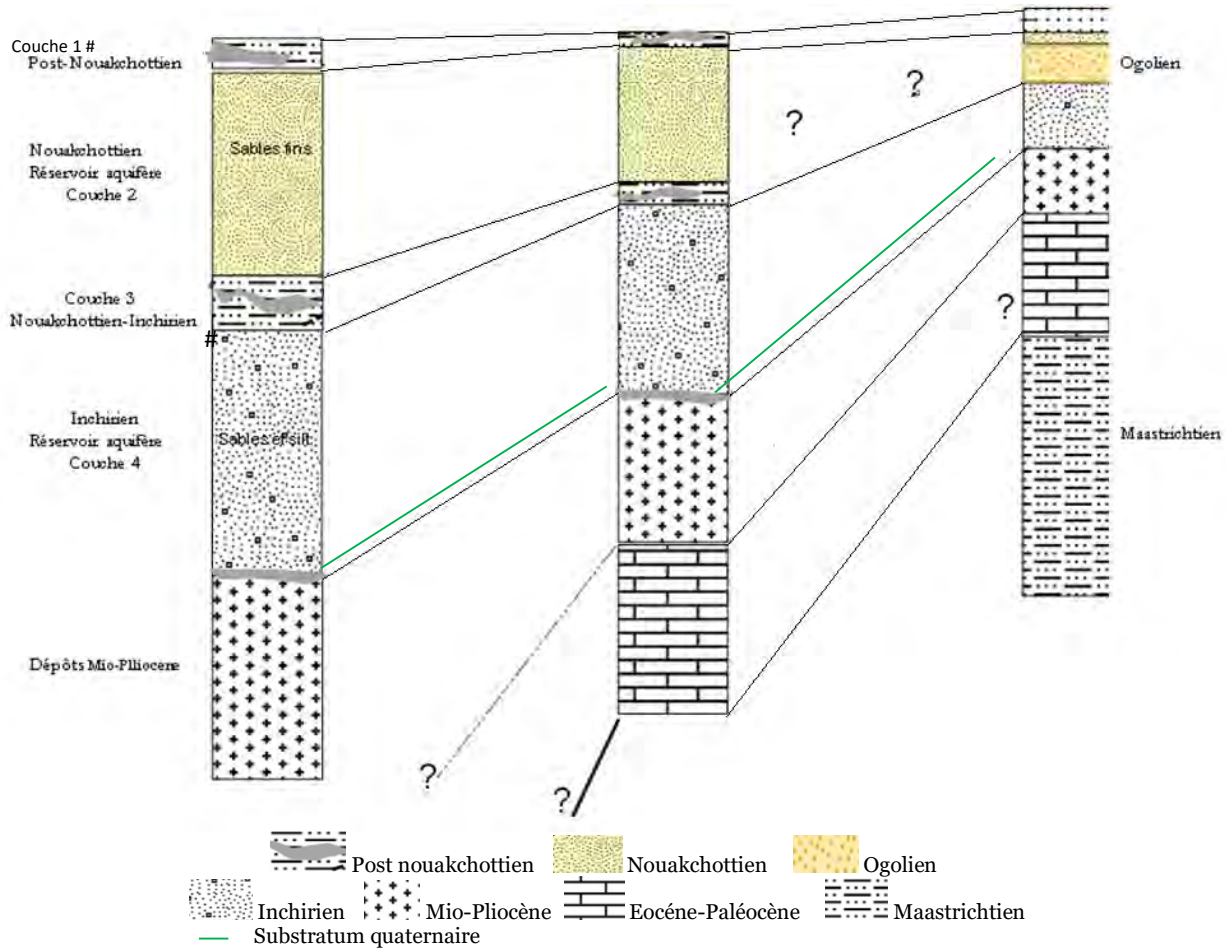


Figure 33*: Description schématique de la géologie de l'aquifère alluvial du delta (profil ouest-est)*

La couche 1# est superficielle et constituée par un ensemble de strates horizontales de silts et d'argiles, rarement de sables fins appartenant aux sédiments actuels/subactuels. L'épaisseur moyenne est de 2 m. Cet ensemble de strates qui forme la couche semi-perméable (1#) est caractérisé par des valeurs de K_{v1} variant entre 0,5 et 2 mm.j^{-1}, soit 3,5*10^{-7}-1,5*10^{-6} m.s^{-1}. Les fortes épaisseurs sont rencontrées en bordure du lit du fleuve et de certains défluents.

La Couche 2 constitue le compartiment supérieur du réservoir aquifère qui est relativement homogène. Les sédiments sont constitués de sables fins appartiennent aux dépôts du Nouakchottien, et parfois à la partie supérieure de l'Inchirien supérieur. L'épaisseur des couches varie de 0 à 12 m.

La Couche 3# est également un ensemble de strates horizontales composées de silts ou d'argiles dont l'épaisseur de l'ensemble peut varier de quelques mètres à plusieurs mètres avec une moyenne de 3 m. Cet ensemble stratiforme qui appartient au sommet des sédiments de l'Inchirien et à la base des sédiments du Nouakchottien, est caractérisé par des valeurs de K_{v2} =10^{-9} m.s^{-1}. Les fortes puissances sont rencontrées au niveau des bas fonds du toit des sédiments de l'Inchirien.

La Couche 4 est un réservoir aquifère hétérogène, constitué de sables coquilliers fins à grossiers avec une fraction silteuse significative passant à un grès faiblement consolidé. Ce compartiment à peu près deux fois plus perméable que le compartiment supérieur est localisé dans des dépôts de l'Inchirien. Les couches révèlent donc l'existence d'un aquifère unique, compartimenté en deux réservoirs juxtaposés supérieur (couche 2) et inférieur (couche 4).

Il est probable qu'une communication existe entre les deux réservoirs aquifères. L'hétérogénéité verticale et horizontale observée sur l'ensemble des formations géologiques, décrite successivement dans le Projet Eaux souterraines (1990) et consignée dans le rapport d'Audibert (1969) associée à la discontinuité caractéristique des deux couches semi-perméables, en particulier en bordure des limites du delta et dans sa partie est, rend difficile à l'échelle régionale (delta), la subdivision des réservoirs (Audibert, 1990 ; OMVS/USAID, 1990 ; Dieng, 1997) qui ne peut être valable que localement.

En définitive, si l'on tient en compte de la configuration globale, on peut retenir dans le delta l'existence d'un système aquifère monocouche à l'Est là où la seconde couche semi-perméable n'existe pas et met en continuité les deux niveaux et d'un système aquifère bicouche avec une disposition lenticulaire à l'Ouest (Fig.33). Ces aquifères peuvent être en communication hydraulique avec le fleuve Sénégal dont l'alimentation modeste se fait sentir uniquement sur une largeur de quelques centaines de mètres.

II.2.2.2 Aquifère des formations dunaires

Dans le delta, seules les formations dunaires sont susceptibles de contenir des eaux souterraines douces. Ces ressources en eau douce se trouvent dans les dunes récentes (cordons littoraux) et dans les dunes rouges qui ne sont exploitées que sur des épaisseurs réduites. D'un point de vue hydrogéologique, ces formations dunaires sont constituées de sédiments sableux avec une plus ou moins bonne homogénéité granulométrique. La reconnaissance globale de ces différents horizons aquifères a permis de mettre en évidence des nappes différentes en termes, d'âges, de profondeurs et de qualité des eaux. Leur surface piézométrique se trouvant sur des côtes respectivement négatives ou voisines de 0 m IGN, montre que les écoulements naturels ne peuvent se produire qu'en direction des zones de dépressions (interdune) où l'eau s'évapore (Audibert, 1970). Le réseau d'observation et de suivi piézométrique au niveau des formations dunaires est composé également d'une dizaine d'ouvrages captant les horizons des amas dunaires de l'Ogolien (dunes rouges) et des restes d'anciens cordons littoraux.

II.2.2.2.1 Dunes rouges de l'Ogolien

Il a été mis en place au cours de la dernière régression marine de l'Ogolien. Durant cette période très aride, l'aquifère a été vidé de son contenu et les couches ont été creusées et remaniées par le vent de telle sorte qu'elles ne conservent du sédiment originel que le quartz et ont donc été débarrassées des sels fixés par les argiles. C'est au cours de l'épisode humide du Tchadien (11000-7000 ans BP) que le remplissage de ces couches de sables a pu être favorisé (Audibert, 1970). Ainsi, la nappe devient douce, à chaque fois, que la surface piézométrique se trouve dans ces sables éoliens de l'Ogolien et par contre, très salée, quand la nappe se trouve dans les faciès sableux, à très faible proportion d'argile, attribués à l'Inchirien témoin de l'époque où le delta était couvert par la mer (déposé probablement à la limite du golfe et du continent). Dans le delta, cette nappe est contenue dans des lentilles de sables éoliens discontinus qui se sont souvent déposées dans les parties les plus profondément érodées des couches inchiriennes très salées.

La tranche d'eau douce apparait sous forme de lentilles flottant le plus souvent au-dessus de la couche d'eau salée, ces deux couches superposées étant séparées par une ligne de démarcation assez nette. La profondeur à laquelle se trouve cette interface dépend de l'écart entre les niveaux piézométriques respectifs de ces deux couches (Unité 2, Fig.34). La baisse du niveau de cette nappe entraine une remontée de l'interface qui altère ou met en danger la qualité de l'eau exploitée. Ainsi, les résidus secs des eaux de la nappe dans certaines parties peuvent être même supérieurs à 15 g/L. Cette disposition des eaux douces explique le mode d'exploitation par des "Céanes" et des puits qui ne pénètrent que peu dans l'aquifère pour éviter la rupture de l'équilibre hydrodynamique précaire existant entre les nappes à eaux douces et salées. Un réseau de paléovallées à remplissage sableux ou sable argileux est reconnu ponctuellement dans les interdunes. Ces remplissages renferment des nappes salées en relation avec celles des sables

dunaires qui les recouvrent.Toutefois, en dehors de la limite d'extension des faciès marins surtout au sud et au nord-est de la zone, l'aquifère des dunes rouges peut renfermer une nappe du point de vue hydrogéologique plus intéressante avec des puissances pouvant dépasser 10 m (Unité 3, Fig.34). Cette unité aquifère peut reposer en discordance sur un substratum complexe constitué par des dépôts aux propriétés aquifères très variées : grés argileux des formations du Saloum, calcaires de l'éocène et sables argilogréseux du Maastrichtien. La nappe, captée à des profondeurs de 8-24 m, est généralement très utilisée pour l'alimentation en eau potable et pour les activités de maraichage par les villageois installés sur les dunes.

II.2.2.2.2 Dunes jaunes (ou des cordons littoraux anciens)

Les cordons littoraux apparaissent sous forme d'alignements de petites dunes et de bandes de sables agglutinés devant les dunes rouges dans la partie ouest du delta. Ils sont constitués par des sédiments marins (post-Nouakchottien), sableux souvent coquilliers. Ils contiennent encore de l'eau de mer incluse au moment du dépôt. L'eau qui est captée à des profondeurs de moins de 4 m est réservée à l'usage de l'entretien ménager et parfois au bétail.

La plupart des points d'eau sont exploités à partir des puits ou des "Céanes" (puits temporaires) creusés dans le sable jusqu'à la nappe. En effet, ils n'exploitent ainsi la tranche superficielle de la nappe qu'à des débits très faibles (Unité 2). Les conditions d'exploitation sont donc bien adaptées aux conditions locales de cette nappe sus-jacente qui apparait en lentille d'eau douce, avec des résidus secs qui peuvent varier entre 1,5-5 g/L.

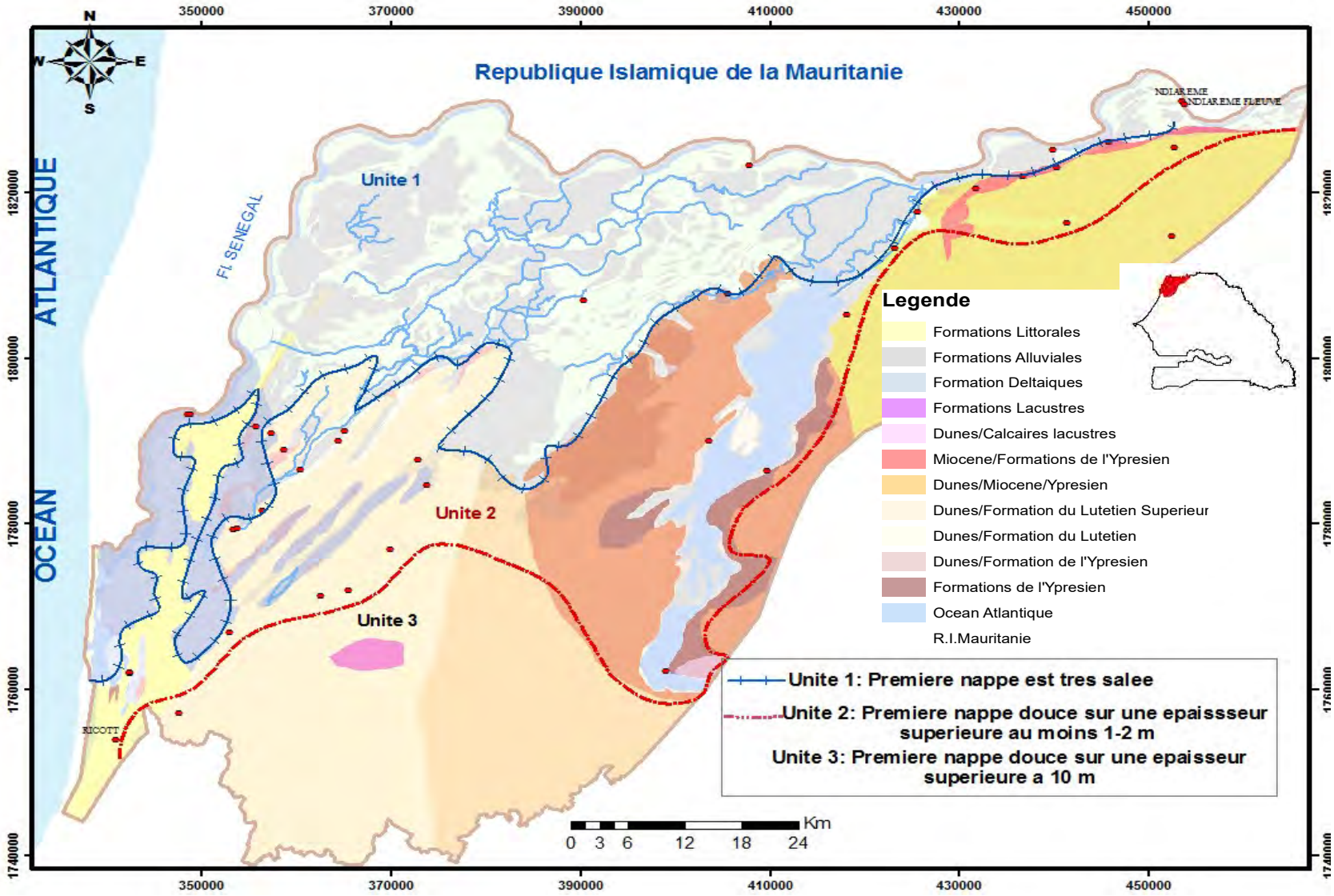


Figure 34*: Carte simplifiée de l'hydrogéologie de la zone* (Audibert, 1970, modifié)

II.2.3 Caractéristiques hydrodynamiques des aquifères deltaïques

Pour cette étude, des valeurs de transmissivité, de coefficient d'emmagasinement et de perméabilité ont été collectées à partir de nombreux travaux (Audibert, 1970, Illy, 1973, OMVS, 1986-1990, EQUESEN, 1993, Diagana, 1994, SAED, 2003 ect.), mais aussi à travers des rapports techniques (Tableau 7). Les estimations sont souvent issues de pompages de courte durée (quelques heures) et ont donc une fiabilité limitée. En dépit des variations locales de faciès, la conductivité hydraulique des dépôts, varie entre $0{,}4.10^{-4}$ et 6.10^{-5} m.s^{-1} ; la transmissivité de 10^{-2} à $4{,}8.10^{-6}$ m².s^{-1} et les quelques valeurs du coefficient d'emmagasinement (S) varient de $2{,}2.10^{-3}$ à 7.10^{-5}. Cette grande hétérogénéité des paramètres hydrodynamiques est souvent attribuée à la grande variabilité granulométrique verticale et horizontale des faciès fluviodeltaïques du sous-sol sans rapport apparent avec la géomorphologie (niveaux aquifères captés : Nouakchottien et Inchirien) et à la nature des aquifères (strate supérieure libre/captive et strate inférieure captive/semi-captive). Il est à noter cependant que selon les secteurs, localement les coefficients de transmissivité rencontrés, parfois supérieurs à deux ordres de grandeur (10^{-3} m.s^{-1}), reflètent une grande hétérogénéité du milieu aquifère. Par contre, au niveau de l'aquifère des formations dunaires, ces paramètres hydrauliques sont de meilleure qualité et assez homogènes ; ils reflètent la nature et les caractéristiques des faciès sableux traversés. La connaissance des paramètres hydrauliques structuraux de ces aquifères superficiels du delta pourrait donner des informations et des précisions sur l'évolution des fluctuations piézométriques et des variations des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines.

Tableau 7*: Quelques paramètres hydrodynamiques mesurés dans les compartiments de la nappe alluviale du delta du fleuve Sénégal*

Références	Zone d'étude	Aquifère capté nappe alluviale	Paramètres hydrodynamiques		
			T (m²/s)	K (m/s)	S
BRGM (1964-1965)	Diovol-Garak (Delta)	Compartiment supérieur	2 à 4.10^{-4}		$1.3\ 10^{-4}$
ILLY (1973)	Basse -Moyenne Vallée	Compartiment supérieur	$9{,}2\ 10^{-3}$ à $0{,}07\ 10^{-3}$		$2\ 10^{-3}$ à $0{,}6\ 10^{-3}$
SOGREAH (1978)	Lac de Guiers (Delta)	Compartiment supérieur		$2\ 10^{-4}$	
OMVS (1988)	Lac -Mbilor Diéri Delta)	Compartiment supérieur	$1\ 10^{-3}$	$1\text{ -}6\ 10^{-5}$	$4.5.10^{-4}$
	K.Madické-Madina Gaya	Compartiment supérieur	10^{-2}		
OMVS/USAID (1990)	Delta- basse vallée	Compartiment supérieur	$1{,}08\ 10^{-4}$ à $4.8\ 10^{-6}$	0,4 à $8.4\ 10^{-4}$	$7\ 10^{-5}$ à $2{,}2\ 10^{-3}$
		Compartiment inférieur	$1{,}7\ 10^{-5}$ à $8\ 10^{-6}$	0,4 à $8{,}4\ 10^{-4}$	
EQUESEN (1993)	Delta-basse vallée		$15\ 10^{-3}$ à $1\ 10^{-3}$		$2{,}2\ 10^{-3}$ à $0{,}2\ 10^{-3}$

II.2.4 Analyse des données piézométriques

Des cartes piézométriques ont été établies dans le delta et la basse vallée du fleuve à différentes périodes. Elles ont été réalisées sur la base d'un réseau de 37 points (27 puits villageois et 10

piézomètres). L'objectif est de caractériser la piézométrie de la nappe alluviale et celle des formations dunaires en étiage et en hautes eaux, à différentes époques. Les mesures multidates des niveaux d'eau effectuées avant la saison pluvieuse (juillet 2005 et 2012) et après la saison des pluies (décembre 2005 et 2013) ont permis d'établir les différentes cartes piézométriques dans les deux unités aquifères (Fig.34). L'analyse de la piézométrie montre un écoulement général, suivant un faible gradient, qui se fait à partir du bassin du lac Guiers vers le nord-ouest et le sud-ouest notamment dans le domaine d'extension de la nappe salée, mais aussi corrélativement en direction du fleuve au nord. Ces directions d'écoulement sont en partie facilitées par le relèvement du niveau piézométrique centré dans la partie amont du lac de Guiers dont l'origine pourrait être attribuée : aux échanges verticaux entre le lac-nappe alluviale et à l'infiltration récurrente des eaux d'irrigation au niveau des casiers de la CSS favorisée par la nature semi-libre de l'aquifère alluvial (Koussoubé, 1992 ; Diao, 1989) mais aussi au relèvement du substratum lié à la tectonique qui favorise le biseautage des couches aquifères et la configuration en compartiment des eaux de la nappe (Gaucher et Burdin, 1974). Cependant, la fluctuation et la propagation latérale de ce flux sur de grandes distances sont à l'origine, avec les percolations localisées (réseau de surface et irrigation), des changements de niveau piézométrique observés dans la nappe alluviale suivant les saisons (Fig.35 a et b).

Par contre, l'analyse de la piézométrie dans les formations dunaires se trouvant à un niveau plus profond montre une nappe plate dont l'écoulement se fait localement en direction des interdunes et des cuvettes ou en direction des axes de drainage comme celui de Keur Demba Diam-Ndi Dieri au nord-est et de Lampsar-Diamar au sud-ouest. Ces petites dépressions piézométriques sont souvent attribuées à la surexploitation de la nappe par les villages avoisinants, mais aussi à la profondeur des terrains captés par les différents ouvrages (Fig.35 c et d).

Globalement, le suivi de la piézométrie saisonnière des nappes indique, comme prévu, une décharge en saison sèche et une recharge en saison des pluies. Ces fluctuations des niveaux piézométriques montrent une quasi-similitude de la morphologie des courbes isopièzes de la nappe entre les saisons dans les différentes unités hydrogéologiques. Cette relative stabilité de la morphologie de la nappe dans les formations dunaires et dans la plaine alluviale, durant ces périodes d'observation, ne peut être maintenue, qu'avec une recharge relativement constante dans le temps et suffisante, pour compenser les décharges par évaporation, par drainance ou par prélèvement. Par ailleurs, pour vérifier l'hypothèse de l'origine de ces compensations qui semble être actuellement plus importante et aussi plus régulière dans la plaine alluviale du delta, un suivi régulier des mesures piézométriques a été effectué entre 2011-2013 au niveau des piézomètres d'observation et de suivi de la SAED.

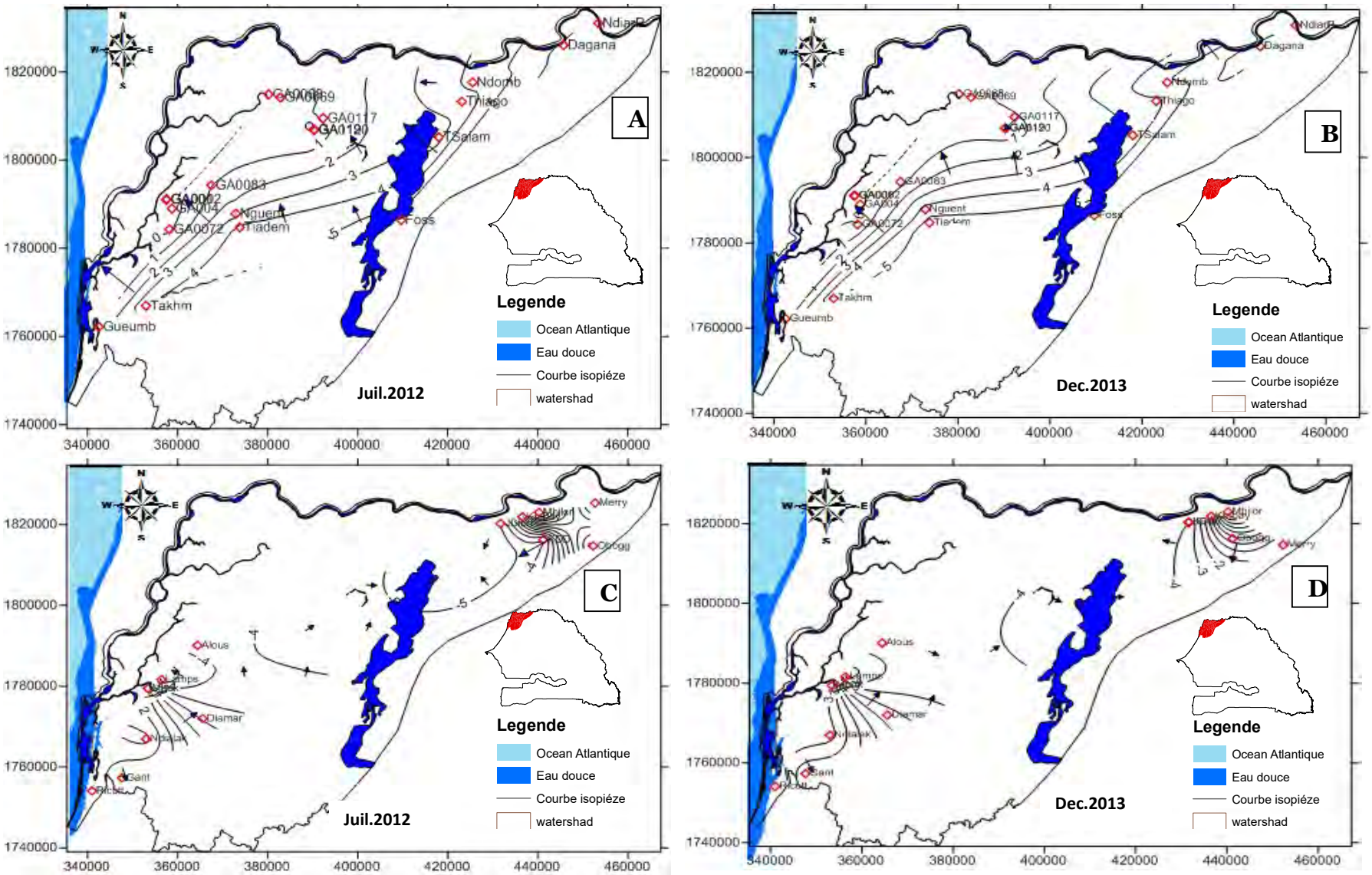


Figure 35*: Cartes piézométriques de la nappe alluviale (A=juillet 2012 et B= nov-dec 2013) et de la nappe des dunes (C=juillet 2012 et D= nov-dec 2013) dans le delta du fleuve Sénégal*

II.2.5 Etude du comportement hydrodynamique des nappes

L'étude du comportement hydrodynamique de la nappe alluviale du fleuve Sénégal a été réalisée à partir des suivis mensuels des variations piézométriques tirés sur la base de données piézométrique de la SAED (1997-2013). Les données issues de la banque de données de l'OMVS (1987-1991) et de la SAED (1997-2013) ont été utilisées pour pouvoir faire une analyse comparative du comportement de la nappe alluviale de 1987 à nos jours.

Les données utilisées sont prises entre 2011-2013, par des enregistreurs continus de type DIVER équipés au niveau des piézomètres appartenant au réseau de suivi de la SAED. Pour le suivi mensuel des variations piézométriques, quinze piézomètres ont été sélectionnés d'abord sur la base des séries de données complètes et régulières (Fig.36).

Le choix de ces piézomètres a été aussi guidé par leur emplacement par rapport aux aménagements et au tracé du cours d'eau lui-même et par rapport au niveau de la nappe captée (compartiments supérieur et inférieur de la nappe alluviale). Les caractéristiques de ces piézomètres sont consignées dans le Tableau 8.

Tableau 8: Caractéristiques hydrauliques et géologiques des piézomètres de suivi

Code piézomètre	X UTM (m)	Y UTM (m)	Profondeur crépine (m/sol)	Distance/Cours d'eau (m)	Aquifère capté
Compartiment supérieur					
GA0002	357600	1791100	9	1872 (Djeuss)	Nouakchottien
GA0068	380200	1814900	5,54	10 (Gorom)	Nouakchottien
GA0069	383100	1814900	5,60	215 (Gorom)	Nouakchottien
GA0072	358200	1784300	11,50	600 (Lampsar)	Inchirien2
GA0083	367500	1794300	5,83	500 (Lampsar)	Inchiren 2
GA0120	390300	1806800	5,45	3000 (Kassack)	Nouakchottien
Compartiment inférieur					
GA0001	357600	1791100	20	1800 (Djeuss)	Inchiren
GA0006	353900	1794100	13	800 (fleuve)	Inchiren
GA0007	355100	1793200	43,50	1100 (Djeuss)	Inchiren
GA0008	358900	1788700	49,19	2100 (Lampsar)	Inchiren
GA0023	351700	1792800	13	310 (fleuve)	Inchiren
GA0024	351200	1792400	14	462 (fleuve)	Inchiren
GA0025	351300	1792000	21	1000 (fleuve)	Inchiren
GA0066	378700	1815600	24,42	500 (Gorom Aval)	Inchiren
GA0071	358200	1784300	19,60	600 (Lampsar)	Inchiren
GA0119	390300	1806800	29,30	3000 (Kassack)	Eocène

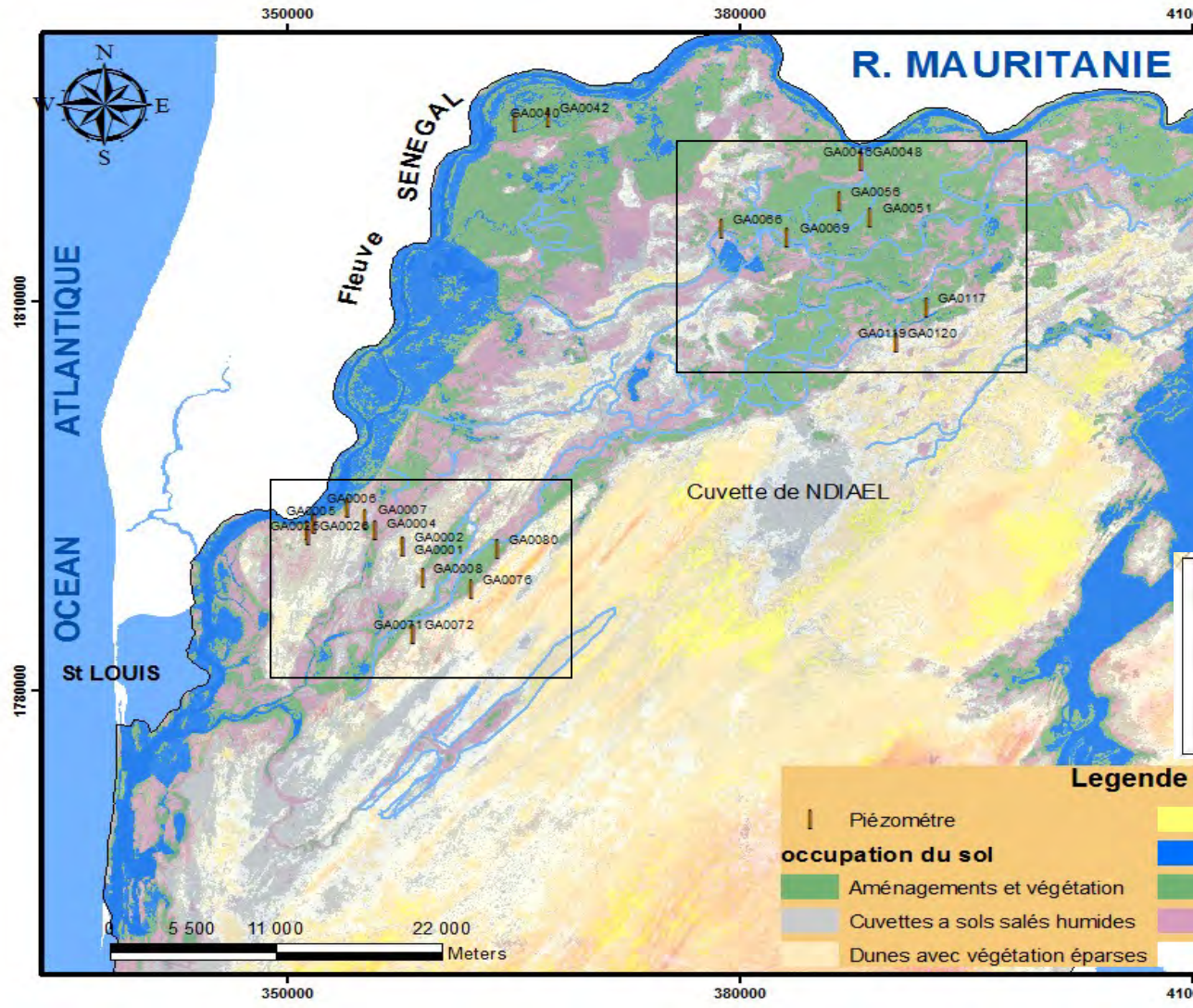


Figure 36*: Localisation des piézomètres sur fond d'occupation du sol (image Landsat*

II.2.5.1 Nappe du compartiment supérieur

L'étude de l'évolution des fluctuations piézométriques de la nappe alluviale, s'est basée sur un suivi mensuel durant la période 2011-2013. Trois catégories de piézomètres ont été suivies selon leur position:

- piézomètres situés, proches d'un cours d'eau (GA0068 et GA0069),
- piézomètres situés dans un périmètre irrigué (GA0072 et GA0083),
- piézomètres éloignés de toute influence superficielle (cours d'eau et périmètre irrigué (GA0002 et GA0120).

La carte ci-dessous (Fig.37a) donne la position de ces ouvrages. L'analyse des variations du niveau piézométrique met en évidence des phases de recharge et de décharge correspondant respectivement à la saison des pluies (juillet-octobre) et à la saison sèche qui débute au mois de novembre. Cette saisonnalité de la recharge se manifeste pratiquement dans tous les piézométres en particulier au niveau de GA0068 et GA0069 proches d'un cours d'eau. Dans ces piézométres, les pics de recharge (d'amplitude environ 1 m), pourraient mettre en évidence l'entrainement de flux de recharges provenant du fleuve (Fig.37b). Dans le delta, sans intervention artificiel, il peut se produire des crues ou des débordements du fleuve à la saison des pluies, qui peuvent entrainer des remontées de niveaux de la nappe alluviale adjacente qui marquent souvent des variations correspondantes.

Les piézométres situés dans un périmètre irrigué (GA0072 et GA0083), montrent qu'en plus des phases saisonniéres, des pics de recharge perceptibles sur les profils piézométriques hors période de pluie (Fig.37c). Ceci pourrait s'expliquer par l'apport de flux de recharges peuvant provenir des parcelles irrigués, qui peuvent exercer une charge hydraulique sur la nappe sous-jacente. Les études menées par l'IRD visant à estimer ces apports d'eau à la nappe sous les périmètres irrigués, ont montré que des lames d'eau varient dans les casiers entre 30-100 mm/an.

Ainsi, pour un total de 100 000 ha irrigués, la percolation totale serait de l'ordre de 65 Millions de m^3. Ce type de recharge de la nappe, par percolation des eaux d'irrigation prend de l'importance, avec la multiplication des périmètres irrigués particulièrement la riziculture.

Au niveau des piézomètres (GA0002 et GA0120), éloignés de toute influence superficielle (cours d'eau et périmètre irrigué), il a été noté des phases de recharges d'amplitude plus faible (environ 0,4 m) légérement différées des périodes pluvieuses (Fig.37d).

À travers cette analyse, il apparaît ainsi que le fleuve et les eaux d'irrigation constituent les principaux apports à la nappe dans le compartiment supérieur.

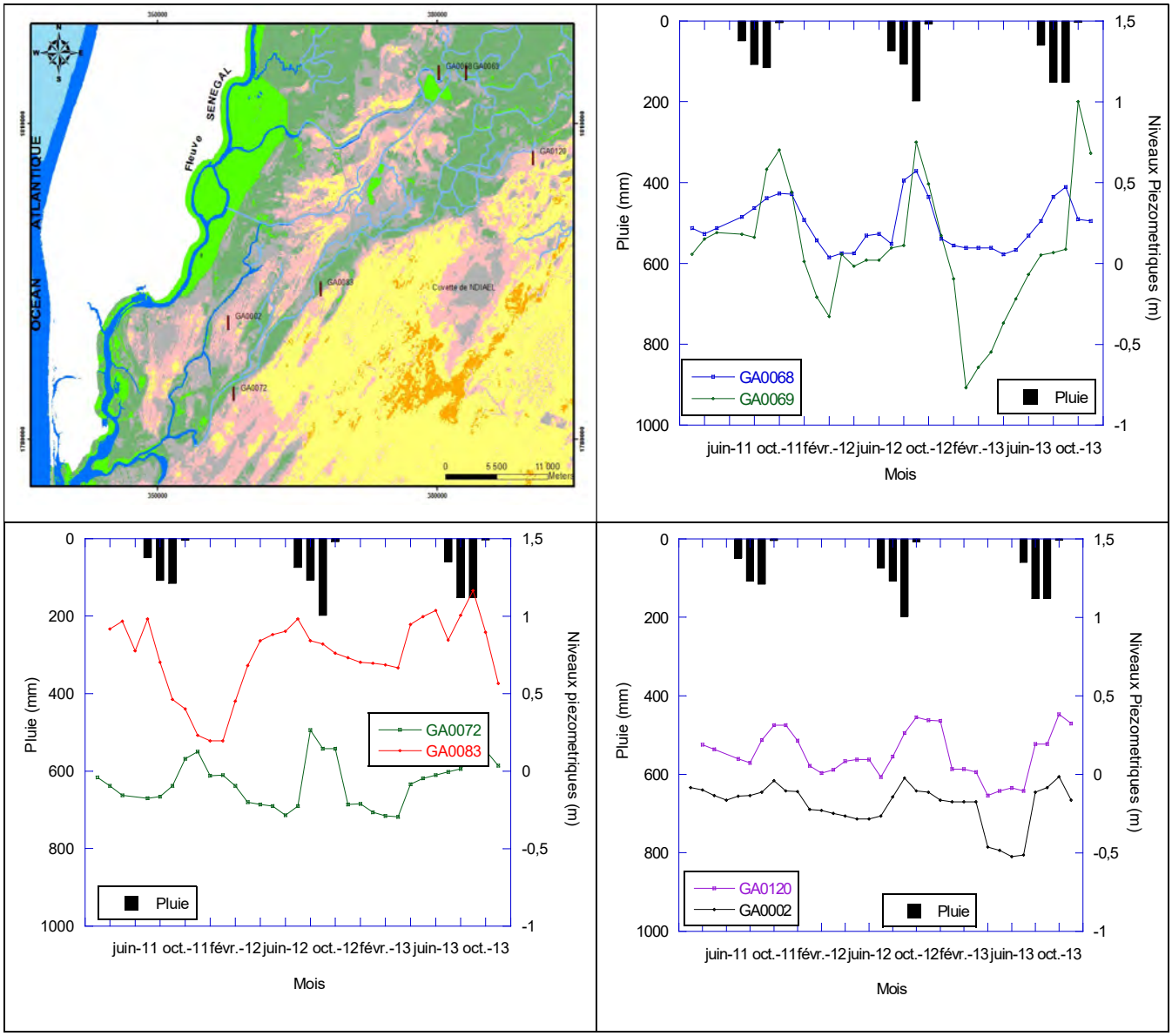


Figure 37: *localisation et Suivi piézométrique du compartiment supérieur de la nappe alluviale du delta*

II.2.5.2 Nappe du compartiment inférieur

Le suivi mensuel des battements des niveaux piézométriques captant le compartiment inférieur a été effectué (Fig.38), en considérant les piézométres, selon le même protocole que le compartiment supérieur :

- à proximité d'un cours d'eau (GA0006, GA0023, GA0024, GA0025),
- proches d'un cours d'eau et d'un périmètre irrigué (GA0066 et GA0071),
- éloignés du fleuve et des aménagements (GA0001, GA0007, GA0008, GA0119).

L'analyse des courbes de niveau piézométrique montre des fluctuations de faible ampleur, quasi constantes ne faisant pas ressortir le caractère saisonnier observé au compatiment supérieur. Elle indique que la recharge du compartiment inférieur demeure faible à négligeable (Fig.39). Cette recharge est estompée du fait du caractère semi-captif du réservoir (couverture argilo-

limoneuse séparant les deux compartiments). Les piézométres (GA0006, GA0023, GA0024) situés proches des influences extérieures (apports de surface : fleuve, cours d'eau) montrent une légère remontée des niveaux de base de la nappe. Les apports de surface, bien que faibles, voire négligeables, sont, tout de même, perceptibles. A l'opposé dans le piézomètre GA0119 (à l'abri de toute influence de surface) situé au nord-est vers le lac de guiers, le niveau de base de la nappe est bas (dépression piézométrique jusqu'à -2 m). Ceci est certainement le fait d'une percolation de la nappe du compartiment inférieur vers la nappe sous-jacente des calcaires de l'Éocène. Dans cette partie, ces phénoménes de drainance, entre ces deux aquifères ont été mises en évidence par Ka, 2000.

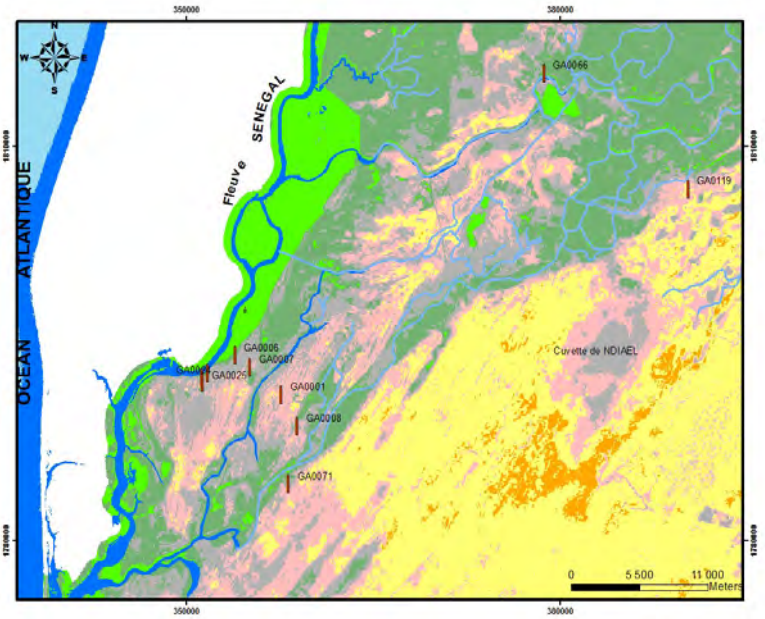


Figure 38*: Localisation des piézomètres captant le compartiment inférieur de la nappe alluviale*

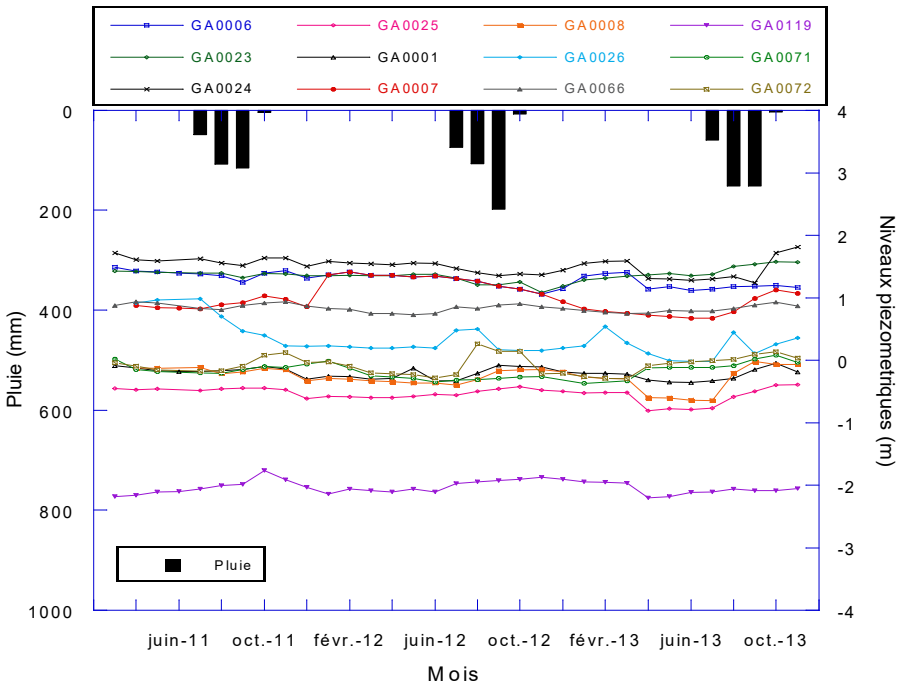


Figure 39*: Suivi piézométrique du compartiment inférieur de la nappe alluviale du delta*

La comparaison des niveaux piézométriques d'avant et après 1992 (application de la cote de retenue entre 1,5-2,5 m), permet de remarquer que :

Dans le compartiment supérieur :

- une hausse du niveau de base de la nappe, en amont du barrage, depuis l'application de la côte de retenue (jusqu'à 2,5 m/IGN). Cette gestion haute du barrage a ainsi favorisé ce rehaussement de la ligne de base de la nappe de même que la mise en place de zones de recharge dans les périmètres irrigués ;
- un abaissement du niveau de la nappe, en aval du barrage, lié certainement à l'absence de l'irrigation dans cette partie ou de l'effet de la gestion haute, sur la nappe.

Dans le compartiment inférieur :

- une légère remontée des niveaux de base de la nappe dans les zones proches des foyers de recharge (cours d'eau et périmètres irrigués);
- de légères fluctuations saisonnières qui sont souvent anachrones avec une périodicité complètement déphasée. La phase de recharge est très courte alors que la décharge semble être plus étalée dans le temps dissipant même le caractère saisonnier des fluctuations piézométriques.

Il conviendrait aussi de remarquer dans la zone que ces observations sont très dépendantes des années hydrologiques, de l'évaporation, du positionnement géographique des piézomètres et de la nature des aquifères captés. Ainsi, il est important de vérifier que la remontée du niveau de base de la nappe constatée un peu partout dans la partie amont du barrage est valable dans les autres parties de la zone et de préciser le rôle que peut jouer la recharge dans le soutien des étiages et la dégradation des sols par le sel.

Pour répondre à ces préoccupations, nous avons jugé opportun de caractériser les différents apports réprésentés par les flux verticaux et horizontaux et de faire une évaluation de la recharge des nappes superficielles dans les différents aquifères (chapitre 7).

Conclusion partielle

L'histoire paléogéographique et géologique de la zone a été façonnée par l'évolution des pulsations de la mer, les variations du climat, les modifications et les apports du fleuve, la tectonique et leurs actions combinées sur les environnements de dépôts. La description de la stratigraphie des formations de l'Holocène qui constituent les couches les plus récentes du remplissage sédimentaire révèle une grande variabilité et une distribution latérale des dépôts qui étaient constamment remaniés et d'âges différents. Cette dynamique sédimentaire très complexe a eu des conséquences sur la configuration et la structuration des formations aquifères qui se traduisent par des propriétés hydrauliques différentes et des paramètres hydrodynamiques très

hétérogènes. La piézométrie montre des nappes dont les morphologies sont relativement simples et plates. Dans les dunes, les flux d'écoulements faibles et discontinus sont favorisés par la gravité ou les dépressions localisées issues des prélèvements importants. En revanche, au niveau de plaine alluviale, la piézométrie indique que l'écoulement général des eaux de la nappe se fait en direction du nord-est (zone semi-libre) vers le sud-ouest (zone confinée). Cependant, il peut être localement modifié par le réseau de surface, par l'irrigation, par drainance ou par les prélèvements qui conditionnent en quelque sorte l'hydrodynamisme et les modes de recharge de la nappe alluviale. Le suivi régulier de la piézométrie de la nappe alluviale montre que l'infiltration se fait à partir des eaux de crue, de la percolation latérale des eaux du fleuve et de l'irrigation et qu'il existe une connexion hydraulique entre le fleuve et la nappe et les nappes entre elles.

CHAPITRE III : MATÉRIELS, MÉTHODOLOGIE ET PERTINENCE DES OUTILS UTILISÉS

Introduction

L'objectif de ce chapitre est de présenter les matériels et méthodes utilisés, en décrivant les procédures de prélèvement des eaux, de mesures des paramètres in situ, d'analyses et de traitement des données chimiques, isotopiques et cartographiques. Ce chapitre permet également de discuter de la pertinence et l'utilité de ces outils méthodologiques.

III.1. Choix des sites et organisation des missions d'echantillonnage

Durant ces années de travail, cinq missions de mesures et 'échantillonnaged'eau ont été effectuées en basses eaux (juillet 2005 et 2012) et de hautes eaux (novembre-décembre 2005, 2013 et 2015), correspondant respectivement à la fin de la saison sèche et à la fin de la saison des pluies. Ces missions ont été effectuées, d'abord sur un réseau de 27 points d'eau (en 2005), réseau étendu à 34 avec 20 puits villageois et 6 piézomètres (Fig.40). Pour cela, 11 ouvrages captant les formations dunaires et 15 autres captant le Nouakchottien, dans la plaine alluviale, ont été échantillonnés pour les analyses des ions majeurs et des isotopes de la molécule d'eau (^{18}O, ^{2}H et ^{3}H), en juillet 2005 et en novembre-décembre 2013. Huit (8) ont été effectués dans des rivières, dont 5 points d'eau échantillonnés le long du fleuve et de ses défluents, entre Dagana et Saint-Louis ainsi que 3 points sur l'axe nord-sud du lac de Guiers, entre Niétti Yonne et Keur Momar Sarr.

III.2. Méthodes d'échantillonnage et mesures in situ

Pour les besoins des analyses chimiques, des eaux de surface et souterraines, dans les différentes unités hydrogéologiques du delta (ions majeurs, des éléments de traces et des isotopes de la molécule d'eau), différentes méthodes d'échantillonnages ont été appliquées dans le but de garantir la fiabilité des données. Les prélèvements dans les piézomètres ont été effectués au moyen d'une pompe de diamètre 2 pouces qui fonctionne sur groupe électrogène. Le temps de pompage de 10 minutes sur les piézomètres a permis d'avoir des échantillons représentatifs. Suite aux pompages, les mesures in situ des paramètres physico-chimiques des eaux (pH, potentiel redox Eh, température, conductivité électrique, oxygène dissous) et les prélèvements et échantillonnages des eaux ont été effectués. La conductivité est mesurée à l'aide d'un appareil multiparamètres (WTW Multi-Line P4) qui donne une valeur corrigée à 25°C. La sensibilité du conductimètre est de 000,1 $\mu S.cm^{-1}$. Cet appareil permet également de mesurer le Eh, la température (avec une précision de 0,1°C) et le pH (avec une précision de 0,05 unité). L'eau prélevée a été répartie dans différents flacons adaptés aux types d'analyses à effectuer. Pour les cations et les éléments de traces, l'eau est filtrée in situ à l'aide de filtres de 0,45 µm d'acétate de cellulose, avant d'être versés dans des flacons en polyéthylène de 250 ml, et acidifiés par l'ajout de

3 gouttes de HNO_3 concentré. Les échantillons destinés à l'analyse des anions et des isotopes ne sont pas acidifiés. Tous les échantillons ont été conservés dans une glacière. Au laboratoire ils sont conservés au réfrigérateur en attente d'analyses. Ce protocole d'échantillonnage et de conditionnement des eaux est consigné dans le Tableau 9. Sur le terrain, au niveau de chaque point d'eau échantillonné, les coordonnées géographiques ont été également relevées par le GPS (Global Position System).

Tableau 9 : Dispositifs et méthodes de conditionnement des eaux prélevées pour les analyses chimiques

Eau	Volume	Nature du flacon	Acidification	Filtrage (membrane 0,45 µm d'acétate de cellulose)
Cations	250 ml	PE	Acidifié avec HNO_3 concentré	Oui
Anions	250 ml	PE	Néant	Non
Traces éléments	250 ml	PEHD	Acidifié avec HNO_3 concentré	Oui
Tritium	500 ml	PEHD	Néant	Non
Oxygène-18 et Deutérium	2 x 20 ml	Piluliers en verre	Néant	Non

**PE : Polyéthylène ; PEHD : Polyéthylène Haute Densité*

III.3. Méthodes et procédures d'analyse

III.3.1 Ions majeurs-mineurs et traces

Les analyses chimiques ont été effectuées, aussi bien, au laboratoire d'hydrogéologie d'Avignon qu'au laboratoire d'hydrochimie du département de Dakar (2012). A Avignon les analyses ont été effectuées par chromatographie en phase liquide, à l'aide du DIONEX DX120 (en 2013). A Dakar, plusieurs méthodes ont été utilisées (Tableau 10).

Tableau 10*: Techniques et méthodes utilisées au laboratoire pour les analyses chimiques des eaux de surface et souterraines du delta*

Eléments	**Mode opératoire**	**Appareil de mesure**
Bicarbonates (HCO_3^-)	Titrimétrie avec une solution d'acide sulfurique	Burette semi automatique
Chlorures (Cl^-)	Titrimétrie avec une solution de nitrate d'Argent	Burette semi automatique
Nitrates (NO_3^-)	Colorimétrie par méthode de réduction au cadmium	Spectrophotomètre UV/Visible de type Jasco 7800
Sulfates (SO_4^{2-})	Colorimétrie au Chlorure de Baryum	Spectrophotomètre UV/Visible de type Jasco 7800
Sodium (Na^+), Potassium (K^+), Calcium (Ca^{2+}), Magnésium (Mg^{2+})	Spectrophotométrie d'absorption atomique à flamme (AASF)	Shimadzu AA 6800
Cu Cr, Co, Cd, Fe, Zn, Mn et Pb	Spectrophotométrie d'absorption atomique à flamme (AASF)	Shimadzu AA 6800
Bromures (Br-) ; Fluorures (F-) et Bore (B-)	Ionomètre	WTW Inolab pH/Ion 7320
SiO_2	Colorimétrie au Molybdate d'ammonium	Spectrophotomètre UV/Visible de type Jasco 7800

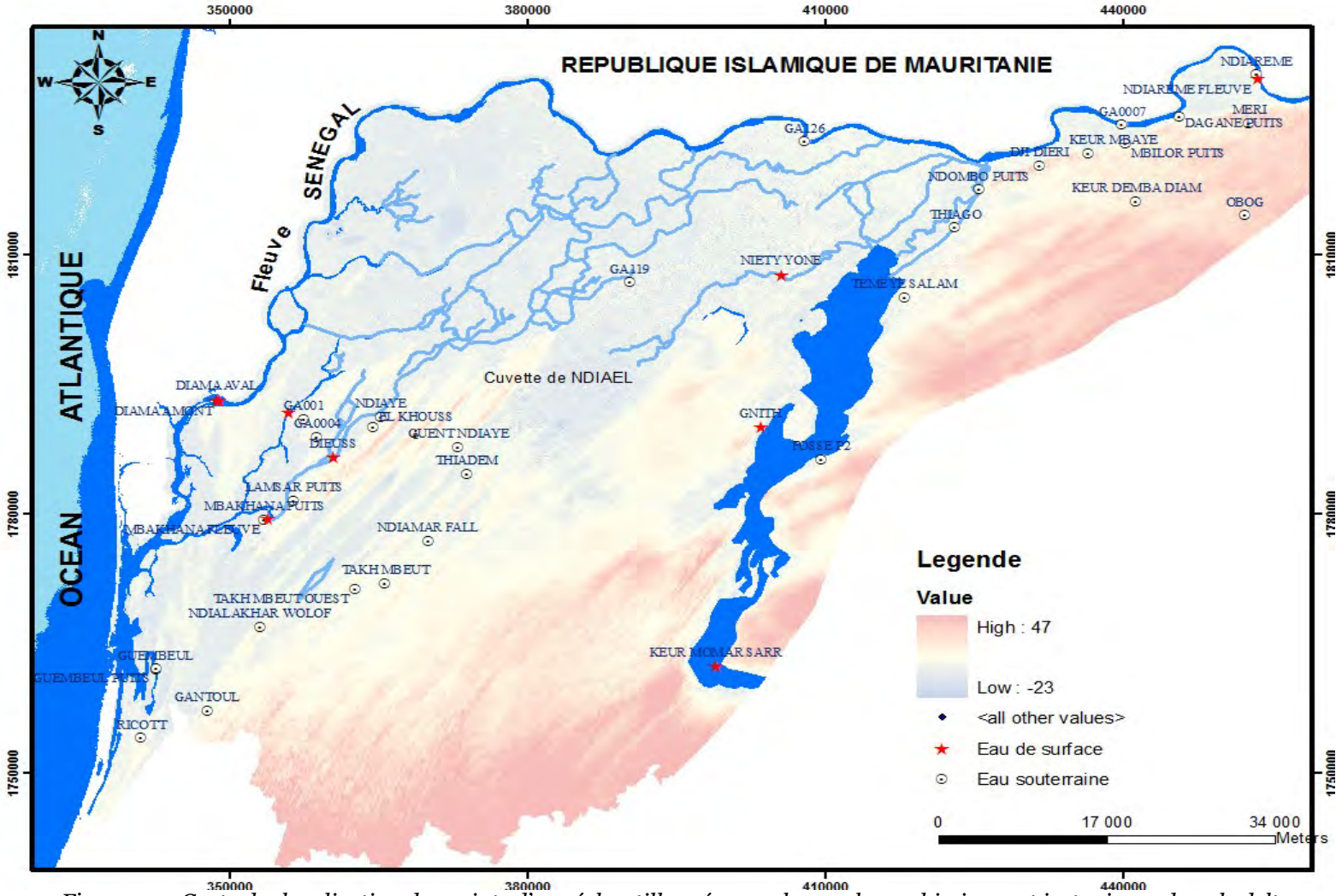


Figure 40 *: Carte de: localisation des points d'eau échantillonnés pour les analyses chimiques et isotopiques dans le delta (en 2012 et 2013).*

La précision des analyses a été évaluée par le calcul de la balance ionique à partir de la formule suivante proposée par Freeze and Cherry (1979) :

$$\%\text{Charge Balance Error} = \frac{\sum z \cdot m_c - \sum z \cdot m_a}{\sum z \cdot m_c + \sum z \cdot m_a} \cdot 100$$

Le z représente la valeur absolue de la valence des ions, m_c est la molalité des espèces cationiques et m_a la molalité des espèces anioniques. Préalablement aux traitements chimiques et statistiques envisagés, il a été convenu d'examiner, avec soin l'ensemble des données chimiques collectées enfin d'en éliminer toute anomalie. Cet examen est effectué par le biais des calculs de balances ioniques, pour contrôler la cohérence des données. La valeur du pourcentage obtenue peut être positive ou négative. Nous pouvons considérer acceptable un écart de ±10% d'erreur sur la balance ionique. À l'inverse, si l'erreur évaluée est supérieure à ±10%, l'analyse est rejetée. Le calcul de la balance ionique montre qu'au total, les échantillons ne dépassent pas cette limite et que les résultats des analyses sont dans l'ensemble acceptables et peuvent être valablement utilisés pour les analyses et interprétations (Tableau 11 et 12).

Les analyses des éléments traces (Fe, Mn, Zn, Cu, Co, Cr, Cd et Pb), ont été effectuées en juillet 2012, en novembre-décembre 2013 et 2015 (qui ne sont pas utilisées dans ce travail). En somme, nous disposons finalement de 156 analyses en ions majeurs, 61 analyses en tritium et en isotopes stables de la molécule d'eau et de 102 analyses en éléments de traces et des paramétres physico-chimiques des eaux (pH, Température, Conductivité électrique, Eh, taux de salinité, etc.).

III.3.2 Isotopes stables de la molécule d'eau (^{18}O et ^{2}H) et Tritium (^{3}H)

Dans le but d'étudier les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines, le régime d'écoulement de l'hydrosystème et le temps de résidence des eaux, des analyses isotopiques ont été effectuées. Les analyses des isotopes stables et radiogéniques de la molécule d'eau ont été réalisées respectivement au laboratoire de l'A.I.E.A à Viennes en 2005 et au laboratoire d'hydrogéologie d'Avignon en 2013. Les techniques et méthodes font presque partie de la panoplie classique de l'hydrologie isotopique et sont décrites en détail dans de nombreux ouvrages (voir AIEA, 1981, 1983 ; Fritz et Fontes, 1980, 1986, 1988). Les isotopes stables de l'oxygène et de l'hydrogène ont été identifiés au spectromètre de masse (FINNIGAN MAT type DELTA S). Les valeurs de $\delta^{18}O$ ont été mesurées sur CO_2 préalablement équilibré avec les échantillons à 25°C pendant 24 heures suivant la procédure décrite par Epstein et al., 1953. L'analyses en deutérium a été réalisées selon les deux méthodes de préparation les plus communes (Coleman et al., 1982) :

- une réduction de l'eau sur du zinc à haute température ;

- et une équilibration entre l'eau et l'hydrogène, le platine servant de catalyseur. L'hydrogène ainsi produit est ensuite analysé au spectromètre de masse.

La composition en isotopes stables d'une eau est donnée en unité pour mille de différence par rapport à un étalon de référence V-SMOW (Vienna-Standard Mean Ocean Water, exprimée en δ‰). Ce standard V-SMOW accepté comme référence internationale depuis une trentaine d'années représente la composition moyenne des eaux océaniques (Coplen, 1988 et 1994). Les incertitudes analytiques sont de ± 0,1 ‰ pour l'oxygène-18 et ±1 ‰ pour le deutérium. Un échantillon dont la déviation δ est négative sera appauvri en isotope lourd alors qu'une déviation positive indiquera un enrichissement par rapport au SMOW (Fontes, 1972). La voie convenable pour exprimer le ratio de deux isotopes d'un élément est déterminée par la relation delta. Par exemple, $\delta^{18}O$ est définie par :

$$\delta^{18}O‰ = \frac{(^{18}O/^{16}O)_{standard} - (^{18}O/^{16}O)_{standard}}{(^{18}O/^{16}O)_{standard}} \times 1000$$

Le ratio des isotopes stables $\delta^{2}H$ et $\delta^{18}O$ est utilisée pour une variété de problèmes géohydrologiques basés sur le fractionnement qui dépend de l'altitude, de la latitude, de la distance avec l'océan et de l'évaporation, mais également des effets de saisonnalité et de continentalité. L'isotope radioactif de la molécule d'eau (^{3}H, tritium) c'est-à-dire qui émet des rayonnements dont l'intensité diminue avec le temps, peut être mesurés à l'aide d'instruments spécialisés très sensibles. Les teneurs en tritium ^{3}H ont été déterminées d'abord par distillation de la solution initiale pour réduire les sels minéraux, ensuite, par enrichissement électrolytique avant d'être passé au comptage en scintillation liquide (Thatcher et al., 1977). Les teneurs en ^{3}H, sont exprimées en unité tritium (UT) et l'incertitude analytique est de 0,7 UT. Les résultats des analyses sont présentés dans le Tableau 13.

Tableau 11*: Résultats des Analyses chimiques et mesures physico-chimiques des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal (en juillet 2012)*

2012	ID	Nom	HCO_3 mg/L	Cl mg/L	Br mg/L	SO_4 mg/L	Na mg/L	K mg/L	Mg mg/L	Ca mg/L	T°C	pH	c25°C (uS/cm)	SiO_2 mg/L	B mg/L	Eh	TDS mg/L	BI %
Plaine alluviale	D3	Dagana	37	377,36	0,81	122,64	158,83	13,05	51,98	136,55	29,20	6,56	1280,00	94,52	0,16	211	1246	4%
	D4	Ndiarem	88	6,22	0,02	0,95	33,60	1,58	1,19	1,65	30,40	7,60	326,00	15,02	0,33	227	158	1%
	D8	Mbilor	122	20,87	0,10	32,49	55,27	6,20	9,10	2,60	29,80	6,83	494,00	45,34	0,14	220	322	3%
	D10	Kmbaye	71	12,27	0,06	14,42	16,12	2,38	5,50	11,70	29,20	6,36	226,00	49,61	0,13	239	214	1%
	D13	Ndombo	288	50,82	0,10	12,00	22,47	1,52	8,89	86,08	29,10	7,03	753,00	72,69	0,56	127	20791	-5%
	D14	Thiago	44	31,12	0,10	41,46	29,39	7,29	9,28	13,28	29,60	6,06	448,00	66,41	0,16	207	587	-3%
	D15	TSalam	305	2037,53	5,28	3012,47	1406,28	913,85	216,87	555,16	30,70	7,52	14400,00	69,60	1,84	237	297	3%
	D16	Foss	483	2170,73	6,67	892,29	1348,18	282,26	159,61	177,12	30,00	7,22	8930,00	16,03	1,07	152	9668	-5%
	D20	Nguent	0	409,85	1,52	278,76	286,12	23,48	40,42	43,27	26,70	3,34	2800,00	79,41	0,46	137	5670	-1%
	D21	Tiadem	0	456,40	1,76	466,09	318,41	37,34	52,27	45,29	27,00	2,97	3230,00	81,92	0,48	431	1223	5%
	D34	Gueumbeul	195	1319,34	4,13	115,12	620,12	34,12	60,70	127,28	30,40	7,72	4960,00	16,70	0,36	500	1537	0%
	D12	GA119	351	12245,72	38,46	1115,47	4867,98	67,56	841,45	1155,90	31,00	6,48	31000,00	64,53	0,91	-189	33968	-5%
	D28	GA001	456	19390,80	58,51	2546,70	9179,09	290,47	1251,70	759,08	31,00	6,62	45400,00	21,76	1,84	154	11932	-5%
	D29	Alouss	132	7795,80	22,34	103,27	1035,18	43,86	595,89	2171,17	27,40	7,01	20000,00	20,10	0,28	-314	41208	-5%
	D30	GA004	471	23518,52	71,72	3159,44	11204,37	317,05	1556,88	830,41	31,60	6,84	57600,00	38,85	2,32	185	2503	-4%
Dunes	D1	Gantour	15	590,54	1,56	26,70	125,19	12,17	51,43	130,80	29,30	4,70	2840,00	26,37	0,16	166	1007	-3%
	D2	Ricott	100	463,06	1,03	107,44	193,79	13,89	33,68	105,41	27,90	7,20	2850,00	20,48	0,32	245	1082	-2%
	D6	Merry	139	103,83	0,38	29,59	66,78	4,66	18,63	30,27	32,00	6,60	814,00	71,62	0,34	211	509	2%
	D7	Obogg	127	2893,61	9,94	265,23	1358,70	23,92	167,09	319,05	31,40	6,80	11000,00	47,73	0,85	179	5249	0%
	D9	KDDiam	188	5000,73	15,34	373,71	683,31	30,75	573,68	1395,59	29,10	6,95	15600,00	95,73	0,56	169	8735	-3%
	D11	JDieri	256	757,78	2,29	91,16	436,02	9,84	33,70	83,97	30,40	7,20	3460,00	64,25	0,2	59	1780	-3%
	D22	Diamar	12	369,44	1,38	45,86	68,61	32,71	34,00	147,55	28,50	5,30	1900,00	23,10	0,24	295	930	-2%
	D23	Takhmbeut	273	3190,46	10,06	164,81	1113,42	11,02	188,70	625,77	27,50	7,06	11300,00	62,76	0,2	134	5690	-1%
	D24	Ndalakhar	193	141,26	0,39	18,41	59,19	12,74	12,36	83,95	28,70	7,99	1100,00	22,91	0,13	206	591	0%
	D25	Mbakhana	85	354,92	0,98	48,33	183,03	11,75	20,86	62,61	27,70	6,31	1760,00	25,74	0,24	281	869	-1%
	D27	Lampsar	32	187,38	0,55	10,15	75,28	14,38	15,24	56,41	28,10	5,73	1000,00	18,57	0,14	289	542	-2%
Eaux de surface	D5	Ndiarem Fl	32	0,89	0,00	0,54	2,86	0,91	2,23	3,63	29,60	7,50	54,00	13,63	0,048	237	65	-4%
	D17	KMSarr	124	25,72	0,10	9,66	26,60	4,99	10,51	19,40	29,30	7,76	386,00	24,95	0,18	216	262	2%
	D18	Gnith	83	14,52	0,06	7,71	15,83	3,40	6,76	12,18	27,70	8,12	234,00	22,34	0,23	216	180	0%
	D19	Nietty	100	14,94	0,04	2,16	19,96	1,70	7,86	12,28	26,80	6,70	264,00	15,44	0,12	234	184	1%
	D26	Mbakhana Fl	46	8,80	0,04	0,85	9,42	1,03	3,55	5,75	28,30	6,42	119,00	11,63	0,15	318	95	1%
	D31	Djeuss	41	17,14	0,07	3,07	14,17	1,33	4,31	5,93	28,00	6,80	125,00	12,56	0,32	127	108	3%
	D32	D.amont	12	5,17	0,01	1,03	4,88	0,58	0,91	1,05	28,20	7,51	90,70	6,76	0,72	230	37	-2%
	D33	D.aval	37	22,58	0,10	4,10	17,88	1,69	4,11	4,40	28,10	7,60	182,00	14,34	0,13	168	115	2%

Tableau 12*: Résultats des Analyses chimiques et mesures physico-chimiques des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal (novembre-décembre 2013)*

2013	ID	Nom	c25°C (uS/cm)	pH	T°C	Na mg/L	K mg/L	Mg mg/L	Ca mg/L	HCO3 mg/L	Cl mg/L	NO3 mg/L	SO4 mg/L	Br mg/L	B mg/L	SiO2 mg/L	TDS mg/L	BI %
Plaine alluviale	D3	Dagana	3 800	7,5	25,9	249,7	36,21	125,69	289,1	305	784,19	189,7	244,5	3,3862	0,26	86,45	2366	2%
	D4	NdiarP	143,4	7,7	30	23,18	4,27	3,18	4,25	91,5	5,01	0,71	1,54	0,1354	0,4	24,16	172	-3%
	D8	Mbilor	431	7,4	25,2	60,67	8,23	8,66	20,88	195,2	24,71	7,59	32,66	0,2724	0,23	80,52	488	-1%
	D10	Kmbaye	147,3	6,8	27,7	14,15	4,71	6,24	8,8	54,9	6,9	0,52	16,43	0,2606	0,32	38,22	174	8%
	D12	GA119	10 520	6,8	30,7	5231,7	173,75	1165,34	1121,75	329,4	12515,4	5,45	1297,65	119,3316	1,18	16,45	21986	0%
	D13	Ndombo	603	7,2	29,5	32,35	4,38	13,09	84,07	311,1	53,5	0,85	19,87	0,7629	0,34	45,95	593	-2%
	D14	Thiago	285	6,1	29,9	32,56	8,97	12,49	15,9	48,8	41,13	30,27	44,64	0,5074	0,31	37,55	295	1%
	D15	TSalam	8 610	7,7	26,8	2421,59	148,62	461,06	721,06	469,7	3575,25	987,13	2986,48	25,0006	3,08	17,47	11824	-1%
	D16	Foss	6 370	7,7	26,3	1755,73	78,9	145,71	260,15	725,9	2524,35	10,43	1116,4	21,3572	2,32	19,16	6670	-2%
	D20	Nguenth	217	5,3	19,9	18,77	3,65	10,10	10,57	6,1	19,78	55,78	38,44	4,5290	0,54	13,4	189	-3%
	D21	Tiadem	6810	3,1	20,8	1829,5	148,6	168,67	282,36	0	2936,15	108,27	1497,5	4,6214	2,94	91,35	7145	-1%
	D28	GA001	11 100	6,9	31,7	7513,24	551,6	1845,34	1122,4	317,2	18853,6	60,6	2896,7	167,8666	2,76	22,86	33365	-4%
	D29	Alous 2	3 480	6,7	26,1	354,5	37,81	125,42	401,55	54,9	1520,8	194,25	32,4	62,9127	0,2	27,19	2828	-2%
	D30	GA004	13 490	7,3	32	9512,07	513,53	1987,74	1128	707,6	20453,78	135,09	3232,8	199,7041	2,7	43,5	37940	-1%
	D34	Gueumbeul	6 130	8	25	1546,4	108,82	131,40	223,71	323,3	2965,44	4,08	358,72	12,2318	1,01	15,63	5699	-2%
Formations dunaires	D1	Gantour	2 200	5,4	26,8	182,01	7,18	94,01	165,25	12,20	814,69	16,21	64,45	5,6555	0,25	19,44	1393	-2%
	D2	Ricott	4450	7,4	23	638,1	59,9	164,45	425,3	201,3	1672,3	153,17	440,5	4,7347	0,7	27,14	3803	1%
	D6	Merry	599	7	29,7	75,7	10,39	18,31	35,28	128,1	123,2	2,71	38,36	0,0000	0,29	74,1	551	3%
	D7	Obogg	6090	7	30,3	1459,5	89,88	203,23	321,46	427	2925,08	165,34	369,6	29,3841	1,25	49,04	6069	1%
	D9	KDDiam	8390	6,8	27	641,32	178,72	777,84	1679,6	170,8	5725,5	381,44	580	43,3009	0,65	70,95	10292	1%
	D11	JDieri	2630	7,4	29,9	462,3	16,65	50,28	97,24	274,5	848,27	8,7	138,64	7,5948	0,35	27,12	1948	-3%
	D22	Diamar	2550	5,9	24,1	158,76	68,94	96,76	304,72	12,2	657,39	805,65	80,49	3,3454	0,42	31,15	2238	-2%
	D23	Takhmbeut	5250	7,7	21,7	937,6	57,54	125,70	481,09	396,5	2125,6	98,04	358,6	28,5650	0,47	44,72	4681	0%
	D24	Ndalakhar	1815	7,8	26,4	271,5	9,24	31,04	140,9	298,9	478,94	30,34	77,23	1,3002	0,28	33,76	1393	3%
	D25	Mbakhana	1950	6,9	24	286,61	35,15	35,43	61,68	128,1	380,1	311,23	133,2	3,1488	0,35	19,73	1406	-3%
	D27	Lampsar	1271	6,5	23,7	109,35	35,63	40,61	73,15	18,3	289,76	254,9	14,8	2,0605	0,25	17,81	867	-1%
Eaux de surface	D5	Ndiarem Fl	72,2	8,1	22,2	2,91	3,49	3,69	6,4	36,6	4,15		4,66	0,0821	0,45	14,49	85	1%
	D17	KMSarr	348	8,4	22,4	34,64	10	2,92	35,2	109,8	43,7	3,08	14,12	0,4129	0,29	16,65	280	5%
	D18	Gnith	258	6,8	22	33,68	6,44	11,65	19,23	91,5	29,94	1,78	9,85	0,2735	0,28	7,31	216	16%
	D19	Nietty	183	6,9	22,4	19,87	4,78	7,21	10,4	54,9	27,09	12,24	10,67	0,2802	0,3	13,65	169	0%
	D26	Mbakha Fl	140	7,1	23,8	13,48	3,34	3,75	6,1	42,7	20,02	2,14	2,9	0,1826	0,3	4,44	102	-3%
	D31	Djeuss	125	7,7	24,2	10,37	3,27	4,67	5,62	42,7	16,29	6,67	2,88	0,2574	0,4	11,61	111	-5%
	D32	D.amont	105	7,5	23	8,4	2,44	4,03	5,68	42,7	10,37	0,67	0	0,1229	0,55	17,06	102	2%
	D33	D.aval	19200	7,6	22	3365,12	211,23	383,15	209,3	73,2	6303,55	10,22	997,66	0,7224	1,49	14,79	11578	-2%

Tableau 13*: Résultats des analyses isotopiques des eaux de surface et souterraines échantillonnées en juillet 2005 et novembre-décembre 2013*

2005	ID	Nom	$\delta^{18}O$	$\delta^{2}H$	^{3}H (UT)
Plaine alluviale	D110	Savoigne puits	-1,07	-14,1	3,5
	D3	Dagana puits	-1,66	-17,9	3,9
	D4	Ndiarém puits	-2,27	-21,4	3,5
	D8	Mbilor puits	-0,59	-11,7	3,3
	D10	Keur Mbaye	-1,43	-17,2	3,6
	D13	Ndombo	-1,67	-18,0	3,7
	D14	Ntiago	-1,45	-16,8	3,7
	D15	Téméye Salam	-1,08	-14,8	3,2
	D25	Mbakhana puits	-1,09	-14,5	5,2
	D34	Gueumbeul	-2,29	-22,1	2,9
	D29	El Quouss	-3,42	-29,5	6,4
Dunes	D1	Gantour	-4,43	-33,8	1,4
	D2	Ricott	-5,00	-34,6	2,8
	D9	Keur demba diam	-3,37	-26,1	0,7
	D23	Takhembeut	-5,01	-38,3	2,6
	D24	Nialakhar	-4,86	-35,4	1,8
	D20	Nguenth	-4,72	-32,6	2,3
	D21	Tiadem	-2,90	-25,1	2,3
	D27	Lampsar puits	-4,77	-36,5	0,9
Eaux de surface	D5	Ndiarém fleuve	-1,53	-15,8	3,9
	D17	Keur Momar Sarr	6,04	25,2	3,3
	D18	Gnith	3,27	9,0	3,6
	D19	Nietti yone	1,77	0,1	4,0
	D26	Mbakhana fleuve	0,31	-8,7	4,0
	D31	Djeuss	1,94	4,2	3,6
	D32	Diama amont	-0,84	-12,7	3,9
	D33	Diama aval	-0,43	-8,1	3,4

2013	ID	Nom	$\delta^{18}O$	$\delta^{2}H$	^{3}H (UT)
Plaine alluviale	D3	Dagana	-2,27	-20,49	1,60
	D4	Ndiar eme Puits	-1,52	-16,62	2,60
	D8	Mbilor Puits	-0,61	-12,80	2,20
	D10	Keur Mbaye	-0,58	-11,71	2,40
	D13	Ndomb	-2,62	-21,99	3,00
	D14	Thiago	-2,37	-20,37	1,90
	D15	Temeye Salam	-0,03	-9,95	
	D16	Foss	0,26	-6,81	0,90
	D20	Nguenth	-5,47	-35,37	1,40
	D21	Tiadem	-4,70	-33,45	1,60
	D34	Gueumbeul	-3,43	-27,01	1,80
	D12	GA119	-2,02	-18,15	
	D28	GA001	-1,61	-18,56	
	D29	Al khouss	3,99	0,27	2,40
	D30	GA004	-0,71	-11,47	
Dunes	D1	Gantour	-4,35	-31,87	0,90
	D2	Ricott	-4,89	-33,95	1,00
	D6	Merry	-3,60	-28,66	
	D7	Obogg	-4,90	-35,64	0,20
	D9	Keur DembaDiam	-4,52	-34,05	1,70
	D11	JDieri	-3,89	-30,52	0,50
	D22	Diamar	-3,51	-29,43	1,60
	D23	Takhmbeit	-4,69	-33,99	1,30
	D24	Ndalakhar	-0,08	-14,65	0,70
	D25	Mbakhana puits	-1,45	-16,61	2,70
	D27	Lampsar puits	-4,85	-36,09	0,70
Eaux de surface	D5	Ndiareme Fleuve	-2,24	-19,33	3,40
	D17	Keur Momar Sarr	5,90	22,63	2,90
	D18	Gnith	3,43	10,64	2,30
	D19	Nietty yone	3,28	9,68	2,90
	D26	Mbakhana Fleuve	-0,48	-12,28	3,90
	D31	Djeuss	-0,61	-12,24	3,40
	D32	Diama amont	-1,73	-18,06	3,30
	D33	Diama aval	-2,11	-20,09	

III. 4. Traitements des données hydrogéochimiques

III.4.1. Outils et pertinence des données chimiques

Pour le traitement des données hydrogéochimiques, nous avons eu recours au diagramme de classification de Piper (1948), au diagramme de stabilité de Korjenski, à l'usage des approches thermodynamiques, des rapports caractéristiques et des graphiques binaires des éléments chimiques, pour caractériser au mieux la géochimie de l'eau échantillonnée. Dans le cadre de cette étude, le diagramme de Piper (1948) et le diagramme de stabilité de Korjenski, ont été déterminés respectivement à l'aide du logiciel Diagramme du Laboratoire d'hydrogéologie de l'Université d'Avignon. Le diagramme de Piper qui tient compte des proportions des différentes espèces cationiques et anioniques analysées, permet de caractériser les faciès géochimiques des eaux. Il a l'avantage de définir en même temps un certain nombre de famille d'eau et de mettre clairement en évidence l'évolution des faciès chimiques et de la minéralisation, mais aussi les processus de mélange entre les eaux de surface et souterraines du delta. C'est un diagramme très fréquemment utilisé dans de nombreuses études hydrochimiques puisqu'il donne de très bons résultats validés par des centaines d'études partout dans le monde.

Le diagramme de Korjenski se base sur le calcul des produits ioniques relatifs aux minéraux en présence au sein de l'hydrosystème complexe du delta, pour définir les minéraux silicatés avec lesquels l'eau est en équilibre. C'est un diagramme particulièrement intéressant dans les études d'interaction eau-roche surtout lorsque les réactions d'hydrolyse des minéraux silicatés interviennent dans la minéralisation des eaux.

La détermination des espèces ioniques solubles et les calculs des indices de saturation (Saturation Index) ont été établis par le programme de modélisation géochimique PHREEQC (Parkhurst and Apello, 1999), implémenté dans le logiciel Diagramme. Ce programme a été utilisé pour calculer les conditions d'équilibres thermodynamiques des eaux en rapport avec les phases minérales présentes dans l'aquifère et la pression partiale théorique de CO_2 dans l'eau (pCO_2) de chaque échantillon. Les données sont ensuite recueillies et traitées dans le logiciel Kaleigraph 4.0. L'indice de saturation permet d'étudier l'évolution chimique de l'eau en fonction de son état d'équilibre (ou de déséquilibre) vis-à-vis des minéraux primaires et néoformés de la roche-réservoir. C'est la raison pour laquelle, nous avons analysé les indices de saturation de l'eau par rapport aux minéraux carbonatés (calcite, aragonite dolomite) et évaporitiques (gypse, anhydrite, halite) très présent dans le milieu en vue de caractériser leur contribution et de voir quels rôles peuvent-ils jouer dans la minéralisation notamment des eaux des réservoirs souterrains de l'hydrosystème du delta. Il conviendrait de rappeler qu'il existe dans la bibliographie, plusieurs méthodes de représentation graphique. Dans le cadre de ce travail, les graphiques binaires des différents éléments chimiques et isotopiques contenus dans les eaux ont

été employés. Ils ont été réalisés avec les calculs des coefficients de corrélation, de droites de régression et de coefficients de détermination r^2 à partir du logiciel KaleidaGraph 4.0. Les rapports caractéristiques couplés aux informations apportées par les éléments majeurs dans ces graphiques permettent par ailleurs de mettre en évidence plusieurs sources de minéralisation des eaux (mélange, dissolution, évaporation, contamination, échanges ioniques, ect.) et de déterminer les phénomènes qui vont contribuer réellement au fonctionnement hydrochimique de l'hydrosystème du delta. Ils ont été surtout utilisés pour caractériser les sources et les mécanismes qui peuvent conduire à une salinisation des masses d'eau, en association avec les ions bores et bromes. L'intérêt hydrogéochimique du brome est essentiel dans l'étude des eaux salines et des saumures, puisque sa concentration permet de connaitre le degré d'évaporation de l'eau de mer qui détermine leur accumulation dans la saumure résiduelle (Sanders, 1991 ; Richter et Kreitler, 1993). Les différentes possibilités dans les études hydrogéologiques ont été largement discutées dans des travaux de Rittenhouse (1967) ; Fontes et Matray (1993) ; Edmunds (1996) ; Davis et al. (1998), Droor et al. (1999) ; Hsissou et al. (1999) ; Fedrigoni et al. (2001). À cause de leur caractère omniprésent dans les eaux souterraines, de leur faible activité chimique et de leur teneur variable dans les eaux douces et salées, les ions Cl- et Br- sont considérés comme des traceurs inestimables des processus de salinisation dans les eaux souterraines (Uhlman, 1985; Fabryka-Martin et al, 1991; Herczeg et al, 1991, 2001; Love et al, 1993; Bottomley et al., 1994; Simpson et Herczeg, 1994; Herczeg et Edmunds, 2000; Kloppmann et al, 2001; Cartwright et al., 2004; Gascoyne, 2004; Faye et al., 2004 ; Cartwright et Weaver 2005 ; Faye, 2005). Un rapport constant Br/Cl et similaire à celui de l'eau de mer ($1{,}5*10^{-3}$) indique une origine marine commune d'après Morell et al. (1986) et Louvat et al. (1999). Un rapport Br/Cl plus faible (< à celui de l'eau de mer) met en évidence une source de salinité à partir soit des eaux usées, soit des fertilisants agricoles chlorurés, soit des saumures secondaires résultant de la dissolution de l'halite (Edmunds et al., 1991 ; Andreasen et Fleck., 1997 ; Louvat et al., 1999). Par contre un rapport Br/Cl élevé met en évidence la précipitation de l'halite ou dissolution des évaporites (Herrman et al., 1973 ; Collin, 1975) ou l'adsorption organique du Cl (Gerritse et George, 1988).

Lorsque les situations hydrogéologiques sont devenues assez complexes comme dans le cas, du delta du fleuve, où plusieurs sources (naturel ou anthropogénique) peuvent intervenir dans la salinisation des eaux, il conviendrait mieux de considérer également les ions bores non conservatifs qui sont particulièrement efficaces pour discriminer ces sources d'origine naturelle et anthropique. L'acquisition du bore dans les eaux continentales paraît se faire surtout au contact d'évaporites (gypse) et d'argiles marines et par les activités humaines qui peuvent modifier leurs teneurs naturelles. C'est donc un bon marqueur aussi de certains types de pollution, liée à l'activité humaine. La source principale du bore anthropogène peut provenir des effluents domestiques et agricoles c'est à dire le bore peut être trouvé en eau usagée urbaine et

agricole à des niveaux de concentration aussi élevés que 5 mg/L en pays secs (Guiollot et al., 1978).

III.4.2. Outils et pertinence des éléments traces

Les éléments traces dans les eaux naturelles ont fait l'objet de nombreuses études dont une grande partie d'entre elles concerne les eaux de surface, traitant notamment le transport de ces éléments et leur partitionnement entre particules solides ou colloïdales et phase dissoute par exemple pour les bassins de l'Amazone (Elbaz-Poulichet et al., 1999), du Congo (Dupré et al., 1999), de l'Hérault (Luck et Ben Othman, 1998) ou encore de la Garonne (Audry et al., 2004). Ces études mettent en évidence surtout les phénomènes d'érosion ou de contamination dans les eaux. Concernant les eaux souterraines, la majorité des études sur les éléments traces s'attache à définir le fond géochimique dans les eaux potables en guise, de le comparer aux normes de qualité mises en place soit dans le pays soit au niveau mondial (norme de l'OMS). Parmi les exemples, on peut citer les études réalisées en Norvège (Banks et al., 1998 ; Frengstad et al., 2000), aux États-Unis (Lee et Helsel, 2005), au Nigéria (Asubiojo et al., 1997), au Sénégal (Mall, 2015) ou encore dans les principaux aquifères de l'Europe (Edmunds et Shand, 2008, Kilchmann et al., 2004). Cependant, une part importante des études traite des problèmes de contamination naturelle ou anthropique à l'échelle locale (par exemple Carré, 1997 ; Looser et al., 1999 ; Rabiet et al., 2005, Leung et Jiao, 2006 ; Fifi et al., 2009 ; etc.) ou bien à une échelle plus élargie comme le cas de l'arsenic au Bangladesh (Karim, 2000) et leur implication sur la santé publique (Freiberg et al., 1979 ; Alloway et Ayres, 1997, etc). De la même façon que les études portant sur les eaux de surface, d'autres études sont également centrées sur la distribution des éléments entre les phases dissoutes, colloïdales et solides (Pourret et al., 2007). Seules quelques études utilisent les éléments traces comme traceurs naturels des eaux : on peut citer notamment les études réalisées sur le bassin versant de l'Hérault par Pane-Escribe (1997), qui utilise les éléments traces afin de mieux caractériser les circulations dans les aquifères karstiques et par Petelet (1998) qui caractérise différents aquifères à partir de quelques éléments traces (Rb, Sr, Ba, Pb and U) et des isotopes du Sr. Alors que Riou (1999), a utilisé les éléments de traces avec les terres rares pour caractériser la géochimie des nappes et des sols hydromorphes, mais également utilisé comme traceur hydrologique pour mettre en évidence les facteurs de distribution et de transfert de ces éléments vers le réseau hydrographique. Pour des études préliminaires de reconnaissance, les éléments, en traces analysés (Fe, Mn, Zn, Cu, Co, Cr, Cd et Pb), dont les résultats sont représentés en annexes, ont été utilisés pour dresser un état qualitatif des eaux c'est-à-dire pour évaluer leurs teneurs et de vérifier la réalité de leur contamination en relation avec les normes existantes (normes européennes et OMS). Ils ont été utilisés en complément dans la géochimie des ions majeurs pour caractériser les indices de pollution d'origine naturelle et anthropique dans les

eaux de surface et souterraines et éventuellement les processus contrôlant leur occurrence dans le secteur.

III.4. 3. Outils et pertinence des isotopes

III.4.3.1 isotopes stables de la molécule d'eau (^{2}H) et ^{18}O)

En hydrogéologie, les isotopes stables de la molécule d'eau appelés aussi « traceurs intimes » sont les plus utilisés du fait de leurs caractéristiques particulières qui font que leur utilisation apporte une contribution importante dans la résolution de nombreux problèmes environnementaux (Tableau 14). Selon leur évolution dans le cycle hydrologique ou dans l'environnement l'eau acquiert des variations de teneurs isotopiques définies par le fractionnement isotopique qui intervient lors d'un changement de phase (condensation, évaporation, etc.) ou d'un mélange, ou lors des échanges isotopiques ou des réactions chimiques (Fontes, 1972). En effet, le fractionnement isotopique donne aux différentes masses d'eau leurs signatures ou empreintes isotopiques caractéristiques (que les instruments modernes permettent de mesurer avec une plus grande précision), qui aident à identifier et à établir l'origine des eaux. C'est naturellement cette faculté à marquer ou à inscrire les processus et les événements directement sur l'eau, qui devient ainsi un des outils précieux particulièrement utilisés dans les recherches hydrologiques et hydrogéologiques. À cet effet, les isotopes stables fournissent des informations essentielles sur les sources, les mouvements et les quantités d'eau dans les différents environnements et sont particulièrement efficaces pour l'étude des nappes souterraines. Ils donnent également des informations sur le comportement de l'eau, sur les conditions de la recharge, sur la dynamique des aquifères anciens, sur les mécanismes de pollution et de transport dans les aquifères et contribuent ainsi à poser les fondements d'une utilisation rationnelle de cette précieuse ressource (IAEA, 1983, 1989 ; Clark and Fritz, 1997 ; Kehew, 2001 ; Aggarwal et al., 2005).

Dans cette présente étude, les isotopes stables constitutifs de la molécule d'eau, sont utilisées pour caractériser le cheminement des eaux de surface et des eaux souterraines dans l'hydrosystème du delta c'est-à-dire depuis son origine (pluie), son infiltration ou autres processus de mélange. Ils ont été utilisés, pour caractériser l'évaporation des masses, les zones de recharge (Fritz et al., 1979), pour donner une estimation du degré de mélange entre masses d'eau (Darling et Bath, 1988), pour déterminer les modes d'alimentations et le régime hydraulique des nappes, mais aussi pour identifier les relations entre eaux de surface/nappe (Fontes, 1980 ; Gat, 1981 ; AIEA, 1981) et les interactions eau/roche (Sukhija et al., 2002). C'est à cet effet, qu'ils aient été utilisés en complément avec la géochimie des éléments majeurs et mineurs (brome et bore), en vue de vérifier ou de valider ou non l'origine des sources de salinité dans les eaux de surface et souterraines.

Tableau 14*: Usage potentiel des isotopes de la molécule d'eau dans les études hydrogéologiques (Modifié après les travaux de Davis, 1989)*

Isotopes stables et radioactif de la molécule d'eau	Demi-vie en année	Examples d'application en hydrogéologiee
Oxygéne-18 (^{18}O) stable	*	Interprétation des paléoclimats, condition de recharge, mode de recharge, mélange, activité géothermale etc.
Deutérium (^{2}H) stable	*	Interprétation des paléoclimats, taux de recharge, processus d'évaporation,
Tritium (^{3}H) radioactif	12,3	Présence d'eau moins de 40 ans, temps de séjour, rythme de circulation, mélanges, etc.

III.4.3.2 Tritium (^{3}H)

L'isotope tritium constitutif de la molécule d'eau est instable dans le temps et est de ce fait fréquemment utilisé comme chronomètre pour dater les eaux (^{3}H, isotope radioactif de l'hydrogène, de période de demi-vie courte : 12,26 ans). Son avantage aussi est qu'il peut être détecté souvent en faible concentration dans l'eau. C'est donc un marqueur des masses d'eau contemporaines qui est produit naturellement en quantité infime dans la haute atmosphère par le bombardement neutronique du rayonnement cosmique sur les noyaux ^{14}N et incorporé dans le cycle hydrologique. C'est-à-dire il est distribué à la surface du sol par les précipitations et les effluents liquides (Etcheverry, 2002). En plus, de cette production naturelle, le tritium a été introduit dans l'environnement en particulier dans l'atmosphère par les essais nucléaires et les installations atomiques. Avant les premiers essais d'armes thermonucléaires en 1950, les taux de tritium naturel dans les précipitations à basse et moyenne altitude étaient relativement bas, dans l'intervalle de 2 à 10 UT (Craig and Lal, 1961 ; Clark and Fritz, 1997). Entre 1950 et 1980, où les principaux essais ont eu lieu, la concentration en tritium dans les précipitations augmentait considérablement dans l'hémisphère nord, atteignant une valeur maximale de 2500 UT en 1963, avant de retomber à un taux de 50 UT en 1980 (Clark and Fritz, 1997). La valeur maximale de 2500 UT en 1963 est connue sous le nom de «pic de tritium». C'est le pic de référence utilisé dans l'interprétation des données en tritium. En effet, la présence de concentration élevée en tritium dans les échantillons d'eau souterraine est un indicateur d'échantillons contenant au moins une fraction d'eau rechargée aux alentours des années 1963-1964 (hémisphère nord). Dans l'hémisphère sud, le « pic de tritium » est retardé (1965-1970) et est moins élevé à cause de l'effet de latitude (le tritium artificiel se combine avec le tritium naturel et arrive dans l'hémisphère sud par transport stratosphérique et sa concentration diminue par rapport à la source (Clark and Fritz, 1997). Depuis l'interdiction de ces essais en 1964, une décroissance régulière est observée jusqu'à ces dernières années où les teneurs moyennes annuelles sont proches d'un régime permanent d'avant essais (AIEA/OMM, 2006). À l'heure actuelle, le taux de tritium dans l'atmosphère varie entre 5 et 30 UT dans l'hémisphère nord, et entre 2 et 10 UT dans

l'hémisphère sud. Cette distribution fortement asymétrique en ^{3}H dans les deux hémisphères nord et sud a été indiquée sur la figure 41. Les variations de teneurs ^{3}H dans l'atmosphère sont bien connues au cours du temps et fournissent un signal typique. Le tritium est ainsi utilisé en comparant directement les teneurs des eaux de pluie à celles des eaux souterraines pour en déduire, à partir de mesures de leur concentration, l'âge ou (temps de séjour) des eaux souterraines dans les hydrosystèmes, lequel nous renseigne sur le taux, sur le rythme de renouvellement et d'écoulement et éventuellement sur la vulnérabilité à la pollution de ces dernières. La connaissance du temps moyen de séjour des eaux dans les aquifères permet d'une part de distinguer des eaux anciennes d'au moins 50 ans et les eaux récentes et d'autre part de mettre en évidence des mélanges d'eaux d'âges différents. À titre d'information, les teneurs en tritium dans les eaux de pluie en Afrique de l'Ouest sont généralement faibles et celles enregistrées dans le Sahel ont pratiquement baissé et se rapprochent même des gammes de valeurs produites par la haute atmosphère (2 et 4 UT) ou du fond isotopique naturel. Ainsi, on peut donc considérer dans la zone du delta, sur la base des teneurs en tritium des eaux de pluie (comprises entre 1-4 UT) observées à travers le pays (delta du Saloum (Faye, 2005) et littoral du nord par le réseau GNIP entre 2013-2016), que les échantillons d'eau souterraine contenant plus de 1 UT soient supposés être des eaux rechargées ou de mélanges, donc relativement plus jeunes. Les échantillons d'eau souterraine contenant du taux de tritium inférieur à 1UT soient considérés comme étant plus anciens. C'est sur cette base que les eaux dans les réservoirs souterrains du delta du fleuve ont été classifiées. En association avec les isotopes stables, le tritium a été utilisé pour réactualiser le mode de fonctionnement hydrauliques des nappes dans les aquifères superficiels.

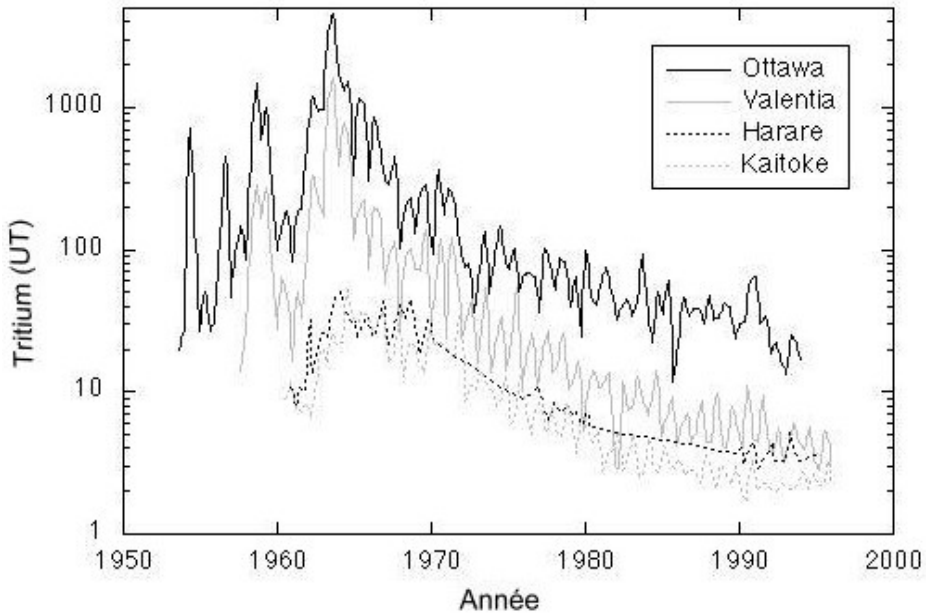


Figure 41: *Concentration du tritium dans les précipitations, collectées dans quatre stations de l'AIEA depuis 1950 : Ottawa, Canada (hémisphère nord, continental); Valentia, Irlande (hémisphère nord, marine); Harare, Zimbabwe (hémisphère sud, continental); Kaitoke, Nouvelle Zélande (hémisphère sud, marine). Source AIEA /OMM, 2006*

III.5. Outils et traitements statistiques

L'ensemble des traitements statistiques ont été réalisés à l'aide du logiciel R 3.2.1, mais les graphiques et les calculs des coefficients de corrélation, des droites de régression ainsi que des coefficients de détermination r^2 ont été réalisés à partir de ce même logiciel. Le but de l'usage des outils statistiques dans cette étude, est d'identifier les facteurs responsables du chimisme de l'eau en rapport avec les variables utilisés dans le but d'étudier les différenciations entre les variables et de dégager les traits communs dans les groupes d'eau ainsi identifiés. L'application de la statistique dans le traitement des données hydrogéochimiques a été basée sur des analyses géostatistiques simples et multivariées :

III.5.1 Analyse géostatistique simple : box plot

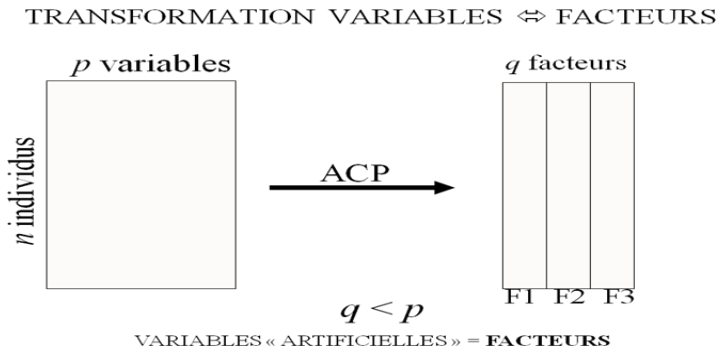
Avant de procéder à l'analyse statistique plus approfondie des données chimiques et isotopiques des eaux, un traitement des données brutes a été réalisé. Ce traitement a été nécessaire du fait de l'hétérogénéité de ces données d'un groupe d'eau à l'autre (eau surface, nappe alluviale, nappe dunaire). L'objectif est donc de corriger ou d'éliminer les données qui sont clairement aberrantes et d'examiner les différenciations selon les groupes. Volontairement, le traitement des données choisi à travers le box plot dans le cadre de cette étude, reste plutôt restreint afin de ne pas niveler artificiellement la variabilité des valeurs rencontrées. Les box plots des variables individuelles ont été tracés à partir du logiciel KaleidaGraph 4.0.

III.5.2 Analyses géostatistiques multivariées

L'ensemble des données physico-chimiques (CE, Eh et pH), des résultats des analyses chimiques des ions majeurs (Cl^-, Na^+, Mg^{2+}, HCO_3^-, SO_4^{2-}, K^+, Ca^{2+}, NO_3^-), des éléments de traces (Cr, Cu, Mn. Pb, Co, Fe, Zn, Cd) et des isotopes de la molécule d'eau ont été utilisées et traités à partir du logiciel R 3.2.1. L'utilisation de ce logiciel pour le traitement de ces données hydrochimiques donne souvent une plus-value informationnelle dans l'analyse et l'interprétation des résultats d'un point physique et chimique en les reliant notamment aux contextes géographique, géologique et hydrogéologique (Rolet et Seguin, 1986). En effet, souvent les données ou variables utilisées sont normalisées avant les analyses multivariées. L'étape de normalisation a tendance à minimiser l'influence de la différence de variance dans les variables, élimine l'influence de différentes unités de mesure, et rend les données sans dimension (Liu et al., 2003). Ensuite, la méthode de classification hiérarchique (regroupement en arbre) est employée dans certains cas avant une Analyse en composante principale (ACP), pour produire une représentation graphique des groupes individuels en utilisant des dendrogrammes. Cette Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) a été développée en utilisant une combinaison de "Ward's linkage method" comme critère d'agrégation (Ward, 1963) et la distance euclidienne au carré comme mesure de

dissimilarité, pour étudier les classes constituées et leur rattachement. Plus cette mesure est grande, plus les classes regroupées sont hétérogènes. La méthode CAH est basée sur la similarité entre deux échantillons, a et b. Elle est un outil puissant pour déterminer des groupes statistiques naturels ou des structures dans les données. L'intérêt de la CAH réside dans la constitution automatique de classes points que seule une étude détaillée de plans factoriels différemment combinés et avec examen des contributions pourrait faire apparaitre aussi finement (Rollet et Seguin, 1986). La numérotation de ces classes doit être correspondante aux classes obtenues par utilisation de l'ACP, pour faciliter les comparaisons entre les deux méthodes. Les résultats de la CAH confirment souvent ceux obtenus dans l'ACP par projections des points individuels dans les plans factoriels. L'ACP comme cas particulier de l'analyse factorielle prend des données contenues dans une matrice de corrélation et les réarrange de telle sorte qu'elle explique mieux la structure du système sous-jacent qui a produit les données. C'est cette matrice de corrélations qui va permettre de réaliser le résumé pertinent, essentiellement par analyse de la dispersion des données considérées. De cette matrice, on va extraire, par un procédé mathématique adéquat, les facteurs que l'on recherche, en petit nombre. Ces derniers vont nous permettre de réaliser les graphiques désirés dans cet espace de petites dimensions, en déformant le moins possible la configuration globale des individus et variables initiales (Fig.42). L'Analyse en composante principale est surtout appliquée pour réduire la dimension d'un jeu de données constitué d'un grand nombre de variables interdépendantes, tout en conservant au mieux la variabilité au sein des données. Cette réduction est obtenue à partir des combinaisons linéaires entre les variables originales et les valeurs propres. Ces "points-variables" peuvent être dans un plan défini par deux des composantes les plus explicatives, en général les plans factoriels définis par les plans 1 et 2, 1 et 3, 2 et 3 si le choix est porté sur trois (3) composantes principales (axes). Sous ce rapport, cette analyse permet d'identifier les facteurs (paramètres mesurés ou points de collecte) qui ont le plus contribué à la construction des composants principaux (N'Guessan, 2008) et permet de synthétiser et de classer un nombre important de données afin d'en extraire les principaux facteurs qui sont à l'origine de l'évolution simultanée des variables et de leurs relations propres. L'extraction de ces facteurs et le nombre de facteurs à retenir ont été faits en utilisant le critère de Kaiser avec une valeur propre minimale acceptable de 1 (Kaiser, 1958 ; Harman, 1960). Habituellement, chaque axe factoriel représente une source de variabilité indépendante de celle portée par les autres axes factoriels, car ces axes sont orthogonaux dans l'hyperespace à n dimensions, si n paramètres sont mesurés (Ouardi et al., 2011). Graphiquement, les points se projettent dans un cercle de rayon 1 appelé cercle des corrélations. Une valeur de cosinus carré proche de 1 traduit une bonne représentation du point par rapport aux axes du plan de projection. Une valeur de cosinus carré ou un facteur de partition = 1 indique une influence intense par le processus. Des valeurs très négatives (-1) reflètent les domaines pratiquement pas

affectés par le processus tandis que les valeurs de partition proches de zéro reflètent les domaines avec seulement un effet modéré du processus (Lefebvre, 1988). La répartition spatiale des facteurs facilite la visualisation des données dans un espace à deux ou à trois dimensions. C'est l'interprétation de ces graphiques qui permettra de comprendre la structure des données analysées (Bouroche et al., 1980).



Si q = 2 => graphique selon les axes 1 – 2 ; Si q = 3 => 3 graphiques selon les axes 1 - 2, 1 - 3 et 2 – 3. Si les 2 premiers facteurs restituent à eux seuls la quasi-totalité de la dispersion du nuage, ce qui permet de négliger les 2 autres

Figure 42*: Schéma de représentation de la transformation des variables en facteurs (ACP).*

III.5.3 Pertinence des outils statistiques

Ces méthodes statistiques multivariées sont des techniques d'analyses de données utilisées dans de nombreux domaines pour tenter de dégager des similarités entre individus relativement aux variables étudiées (Davis, 1986 ; Collet et Seguin, 1986). Elles sont surtout utiles pour évaluer le degré de continuité/recouvrement dans les données (Cüneyt et al., 2002). Ainsi, sur un simple critère visuel, ces méthodes permettent d'identifier suivant la dispersion des individus des groupes d'affinités ou si les individus peuvent être regroupés en classes distinctes. Sous ce rapport, certains auteurs les considérent comme étant des méthodes descriptives qui aident à l'interprétation d'une matrice de données (Travi et Mudry, 1997), des méthodes factuelles et linéaires qui traitent des données numériques ayant les mêmes influences (Bouroche et Saporta, 1983) ou des méthodes exploratoires et descriptives (Dagnélie, 2006). Ce sont en fait des méthodes efficaces qui ont été largement utilisées dans l'élaboration d'informations significatives pour l'analyse des données de qualité (Vega et al., 1998 ; Helena et al., 2000 ; Reghunath et al., 2002 ; Simenov et al., 2003), et pour enquêter sur des phénomènes de l'environnement (Falcone et al., 2008). Ainsi, elles ont très tôt attiré l'attention de nombreux chercheurs dans plusieurs autres domaines et les ont conduits à s'interroger sur leur pertinence et leur application surtout dans le domaine des sciences de la terre (BGRM, 1986 ; Lambrakis et al., 2004 etc.) notamment dans les études hydrogéochimiques à travers le monde (Rollet, et Seguin, 1986 ; Güler et Thyne, 2004, Cloutier et al., 2008 ; Belkhimi et al., 2010 ; Tiri et al., 2014 etc.). Le traitement des données chimiques à partir de l'ACP est devenu un puissant outil pour l'analyse des données sur la chimie

de l'eau (Reeve et al., 1996), puisque l'ACP permet de réduire et d'interpréter les données sur un espace réduit (Lagarde, 1995) et d'expliquer les relations entre les variables et donc d'en déduire les principaux facteurs qui contrôlent la chimie de l'eau (Helena et al., 2000, Mall et al., 2015). Ainsi, Poto (2011) a utilisé cette méthode pour mieux comprendre les facteurs qui contrôlent l'hydrochimie intégrant la corrélation entre les éléments traces et les ions majeurs et définir ainsi les éléments caractéristiques des différents réservoirs aquifères. Par contre, Ouardi et al., 2011, l'ont utilisé pour hiérarchiser les sources de variabilité de la qualité des eaux. En définitive, c'est une méthode qui a été déjà utilisée avec succès par d'autres auteurs pour étudier la géochimie de l'eau souterraine (Touaïbia et al., 2006 ; Lasm et al., 2008 ; Ahoussi et al., 2010 ; Kouassi et al., 2010). La méthode utilisée dans le cadre de cette étude est basée sur l'interprétation des différents facteurs de même que la matrice de corrélation obtenue à la suite du traitement des données. Deux variables seront considérées comme corrélées (positivement ou négativement) lorsque le seuil de corrélation est supérieur ou égal à +0,5 ou -0,5. Dans la plupart des études hydrogéochimiques, l'ACP et la classification Hierarchique Ascendante (CAH) sont souvent combinés à travers le biplot pour les analyses multivariées. Le biplot est une représentation simultanée qui permet d'associer aux groupes de points délimités ou classes, les modalités explicatives ou interprétatives (qualitative et quantitative) qui doivent prendre en compte l'environnement des points de mesure en particulier la géologie, l'hydrogéologie, la géographie, etc. L'analyse multivariée qui est utilisée pour caractériser les eaux souterraines reste cependant utile dans la compréhension des variations spatio-temporelles causées par les facteurs naturels et anthropiques, ainsi que par les effets de saisonnalité (Vega et al., 1998). Elles ont montré leur efficacité dans la représentation graphique, la catégorisation et l'interprétation des données hydrochimiques (Howard, 1991 ; Laaksoharju et al., 1994, Bouchaou al., 2011) surtout quand il s'agit d'évaluer un grand nombre d'échantillons ou un grand nombre de variables par échantillon (Dalton et Upchurch, 1978). Ainsi, grâce à des représentations graphiques, elle a permis d'avoir une visualisation simple et globale de l'ensemble des échantillons (appelés individus ou unités statistiques) en tenant compte des paramètres physico-chimiques mesurés sur le terrain (T°C, le pH et CE), et les teneurs en éléments majeurs (Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, NO_3^-, Na^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, K^+). En effet, elle est largement utilisée dans la caractérisation des états de référence de la qualité des eaux naturelles dans des entités hydrogéologiques en examinant la lithologie et la composition chimique des eaux (Rollet et Seguin, 1986), dans la discrimination du fond naturel de l'apport anthropique des eaux pour permettre à terme d'apporter une aide pour les services de police de l'eau (Barbier et al., 2001). Elles ont également été utilisées dans la discrimination des échantillons et des sources de minéralisation naturelles et anthropiques des eaux souterraines dans le sud du Ghana en fonction des formations géologiques/hydrogéologiques, en (Al-Qudah et al., 2011) et au Japon (Sasamoto et al., 2011), dans l'identification des processus géochimiques

qui contrôlent la minéralisation des eaux de l'aquifère superficiel du Continental Terminal dans le sud du Bénin (Alassane et al., 2015) et celle des eaux souterraines de la zone Guiglo-Duekoué en Côte d'Ivoire (Kouassi, 2011). Cependant, ces techniques peuvent présenter une certaine limite du fait qu'elles ne donnent aucune information sur le chimisme des groupes statistiques établis. Pour cela, elles sont combinées avec plusieurs autres approches qui sont basées sur des analyses monovariable et bivariable de la chimie classique pour pouvoir donner les moyens solides de faire une classification multivariable des eaux tout en conservant la facilité des représentations graphiques et l'interprétation chimique des groupes d'eau. C'est à cet effet, que Didier et al., (2015) ont pu combiné ces outils d'analyses statistiques avec le calcul d'indices de contamination (Facteur d'enrichissement et Index de géoaccumulation) pour identifier l'origine des éléments de traces métalliques (ETM) dans les sédiments et dans les eaux de la rivière du Passauna de la ville de Curitiba au brésil. Zghibi et al., 2014 ont pu combiner les analyses graphiques et les analyses statistiques multivariées pour mettre en évidence différents processus de salinisation des eaux souterraines situées au nord-est de la péninsule de Cap-Bon en Tunisie. En résume, ces analyses statistiques multivariées permettent, dans le cadre de cette étude, de mettre en évidence les ressemblances chimiques entre les eaux et les différents pôles d'acquisition de la minéralisation ; de synthétiser et de classer un nombre important de données afin d'en extraire les principaux facteurs. Ces derniers sont à l'origine de l'évolution simultanée des variables et de leurs relations sur un espace réduit (Lagarde, 1995). C'est la raison pour laquelle, nous les avons complétés aux analyses graphiques des données hydrochimiques et isotopiques en vue de classifier de façon solide et relativement objective une grande quantité de données Güler et al. (2002) ; d'identificer les facteurs pouvant influencer la géochimie des eaux de surface et des eaux souterraines (Melloul et Collin, 1992) et d'améliorer la compréhension des variations spatio-temporelles des eaux causées par les facteurs naturels et anthropiques ou par les effets de saisonnalité en vue de mettre en évidence le fonctionnement hydrogéochimique de l'hydrosystème du delta.

III.6. Outils et traitements des données cartographiques

Toutes les cartes de répartition des éléments chimiques et isotopiques ont été réalisées par utilisation du logiciel ARC GIS 9.3 alors que les cartographies de la piézométrie des nappes effectuées par interpolation à partir de la méthode Natural Neighbour, ont été réalisées à l'aide du logiciel SURFER 11.

III.6.1. Acquisition et traitement des images Landsat 7 et 8

Des scènes Landsat 7 multispectrales aux dates respectives Mars en 2003 et Landsat 8 en mars 2013 ont été acquises et utilisées pour les besoins de la cartographie de l'occupation du sol. Les

données Landsat utilisées qui couvrent le delta du fleuve Sénégal ont été obtenues par téléchargement sur le site de l'Université du Maryland (http://glcf.umiacs.umd.edu/data). Les caractéristiques de ces images Landsat ont été compilées dans le tableau 15. À partir de l'image ETM^+, les bandes spectrales ayant des résolutions différentes dans le visible, le proche infrarouge l'infrarouge lointain ont été utilisées dans les différents traitements et combinaisons. La résolution de ces bandes est de 30 m sauf la bande 8 panchromatique qui a une résolution de 15 m. Après téléchargement, les différentes scènes des images LANDSAT 7 et 8, ont été préalablement redressées géométriquement pour être mises en conformité avec la réalité géographique, dans un système géodésique WGS 84, avec une projection dans le système UTM sur le fuseau 28 Nord. Ces corrections géométriques ont été opérées dans le logiciel ArcSIG 9.3, dans le but de réaliser le géoréférencement de ces images en vue de les classer et d'obtenir une carte d'occupation du sol. Les différentes étapes suivies pour la cartographie de l'occupation du sol ont été présentées dans la classification supervisée. Les résultats obtenus ont permis d'identifier les classes d'occupation du sol. Le traitement consistait à extraire de nombreuses informations contenues dans les images en vue de les structurer pour les besoins de l'analyse et de l'intégration dans un SIG dans le but d'établir des cartes thématiques. Les études multitemporelles des images landsat ont permis d'analyser les évolutions des différents facteurs ou classes de l'occupation du sol (Fig.43).

Tableau 15 : *Caractéristiques des satellites et des images dérivées de Landsat 7 et 8.*

	LANDSAT 7	**LANDSAT 8**
PAYS	États-Unis États-Unis	États-Unis États-Unis
ANNEE DE	1982 et1984	1999
ALTITUDE	705 km	705 km
CAPTEUR	**TM** (Thematic Mapper)	**ETM** (Enhance Thematic Mapper)
TYPE	Radiomètre à balayage	Radiomètre à balayage
RÉSOLUTION SPECTRALE	B [0,45 - 0,52 µm] V [0,52 - 0,60 µm] R [0,63 - 0,69 µm] IR [0,76 - 0,90 µm] IRM [1,55 - 1,75 µm] IRT [10,4 - 12,5 µm] IRM [2,08 - 2,35 µm]	B [0,45 - 0,52 µm] V [0,53 - 0,61 µm] R [0,63 - 0,69 µm] IR [0,78 - 0,90 µm] IRM [1,55 - 1,75 µm] IRT [10,4 - 12,5 µm] IRM [2,09 - 2,35 µm] Pan [0,52 - 0,90 µm]
RÉSOLUTION SPATIALE	Multispectral : 30 m Infra rouge thermique : 120 m	Multispectral : 30 m Infra rouge thermique : 60 m Panchromatique : 15 m
DIMENSION DE	185 x 172 km	185 x 172 km
STÉRÉOSCOPIE	Non	Non
FRÉQUENCE DE PASSAGE	18 jours	18 jours
APPLICATION	Occupation du sol et végétation	Occupation du sol et végétation
PARTICULARITÉ	Grande variété spatiale	Grande variété spatiale
SITE WEB	http://www.landsat.org/	http://www.landsat.org/

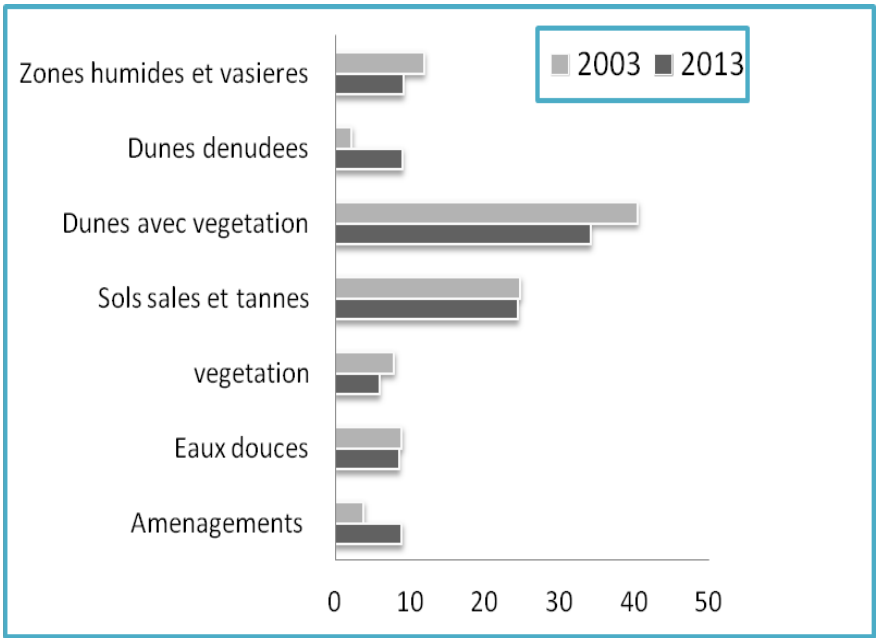


Figure 43*: Pourcentage des classes d'occupation du sol de la zone a partir du traitement des images ETM⁺ de Landsat 7 du mars, 2003 et Landsat 8 du mai, 2013 (Extrait dans Diaw et al., 2015).*

III.6.2 Acquisition et traitement des images ASTER

Dans le cadre de cette étude, des images ASTER ont été également utilisées. Ce sont des images d'altitudes de 30 m de résolution qui ont été reçues en série d'images fractionnées sur le site de NGA (National Geospatial Intelligence Agency) et de la NASA (National Aeronautics and Space Administration). Elles ont été ensuite assemblées par mosaïquage puis projetées géographiquement dans le système géodésique WGS 84, projection UTM, fuseau 28 Nord à l'aide du logiciel ARC SIG 9.3. Ce logiciel contient des modules d'optimisation de la topographie et de la mise en correspondance interactive et des caractéristiques contenues dans l'image projetée. Le relief est généré dans le module hydrologie de l'outil « Spatial Analyst ».

Le résultat de l'analyse de la géomorphologie restitue une image 3D (Fig.44), à laquelle les pentes sont générées et sont calculées dans le sous-menu Slope d'ARC GIS 9.3. Le calcul se base sur les valeurs d'altitude au sein des cellules raster sur la base des valeurs d'altitude de chaque pixel autour d'une matrice 3x3. Ces différentes données acquises par l'intermédiaire de la télédétection feront l'objet d'analyse sur ARC GIS 9.3. L'image ainsi générée appelée MNT (Modèle numérique de terrain) des altitudes est une expression numérique de la topographie sous forme matricielle ou vectorielle qui servira à l'élaboration de cartes thématiques par combinaison avec les autres données disponibles.

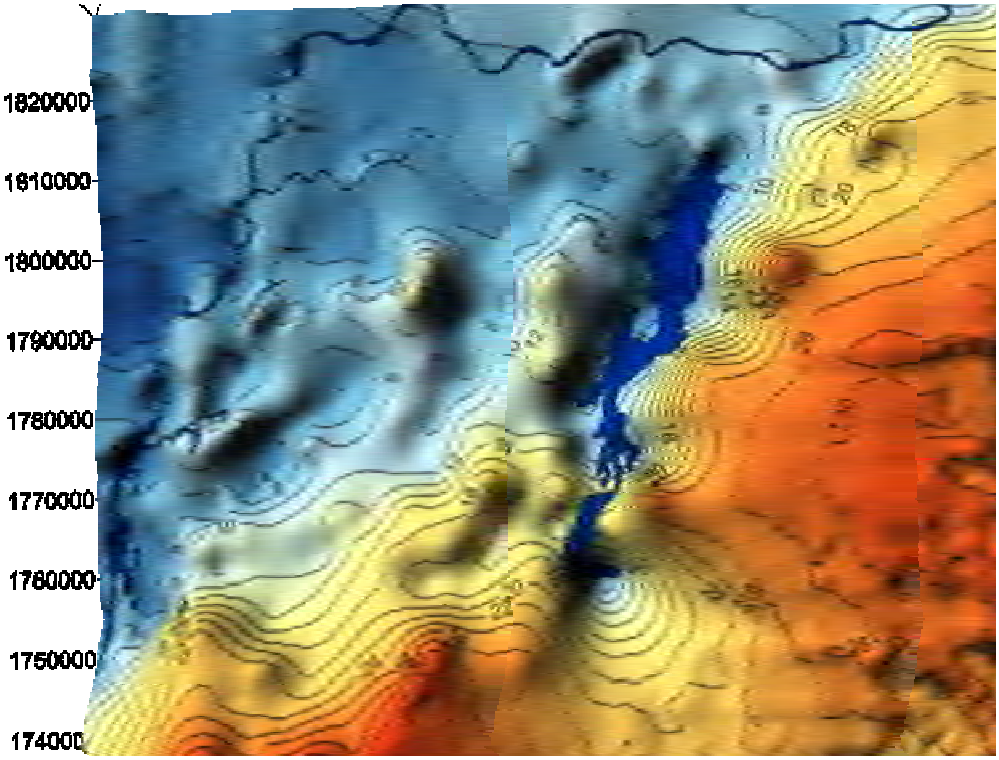


Figure 44*: Carte d'altitude en 3D de la zone établie à partir du MNT des images ASTER*

Le traitement des images ASTER a été également permis de générer le réseau de drainage, à partir aussi du module hydrologie de l'outil « Spatial Analyst ». L'extraction du réseau s'est faite en deux étapes qui consistent d'abord à déterminer les directions d'écoulement et ensuite à extraire les zones d'accumulations d'eau qui sont générées par application respective des menus « Flow direction » et « Flow accumulation » toujours dans l'outil « spatial analyst » qui est un des outils clés pour extraire les caractéristiques hydrologiques de surface.

L'outil considère le relief comme paramètre d'entrée et génère un raster de sortie qui montre les directions d'écoulement dans chaque cellule du raster. Il évalue l'accumulation des écoulements sous forme de poids cumulés des écoulements au niveau de chaque pixel dans toutes les cellules dépressionnaires du raster de sortie. L'ensemble des cartes produites à partir du traitement des images Landsat et Aster seront combinées avec les données, géomorphologiques, pédologiques, hydrologiques, géologiques, hydrochimiques et isotopiques dans le SIG, pour générer des cartes thématiques qui seront utilisées dans l'interprétation et l'analyse des résultats. La figure 45 représente l'organigramme et les différentes approches intégrées pour le traitement des données.

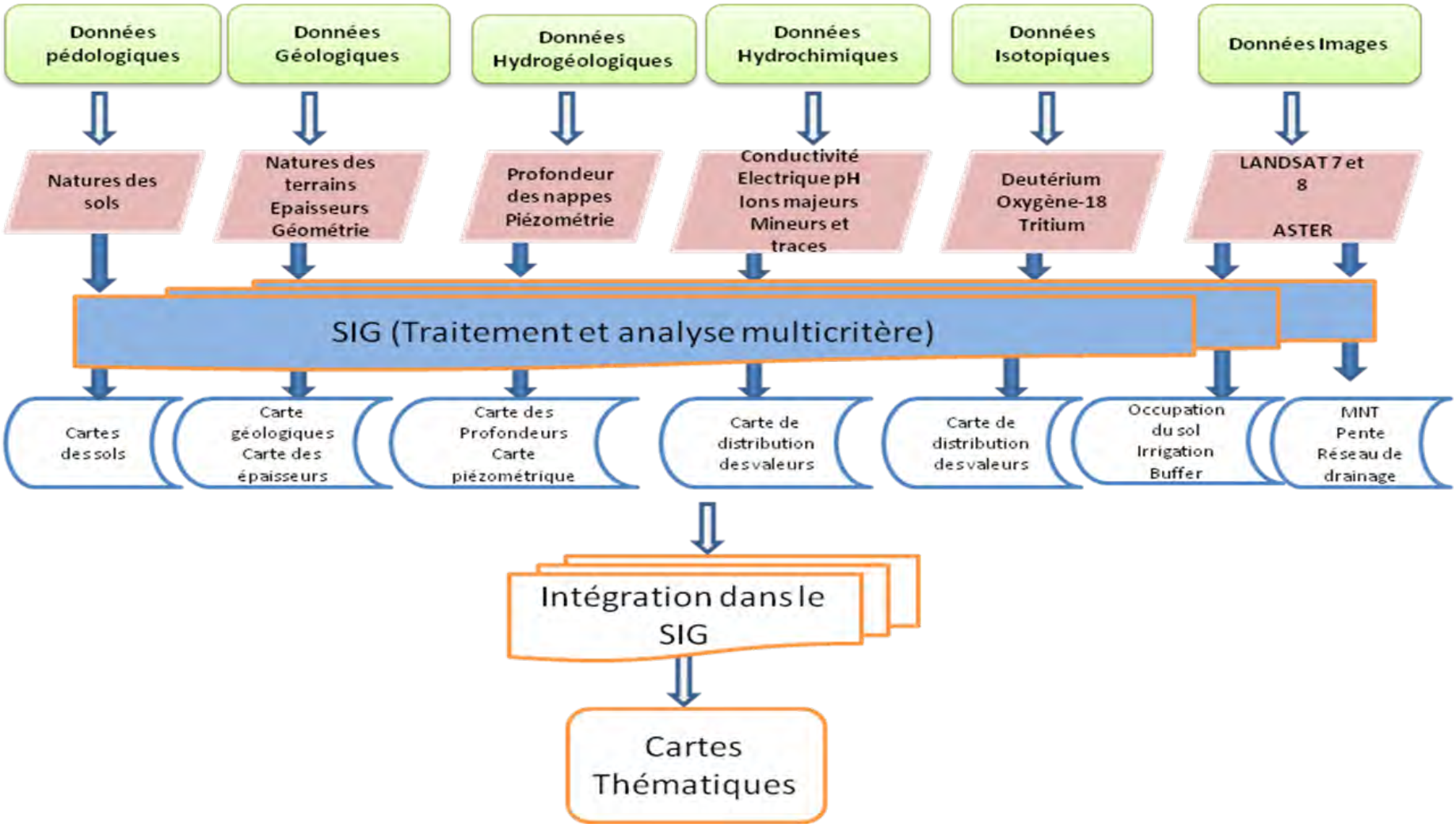


Figure 45: *Organigrammes et différentes approches intégrées dans le traitement des données (SIG).*

L'autre approche abordée dans le cadre de cette thèse est l'évaluation des potentialités de recharge dans les aquifères alluvial et dunaire du delta du fleuve Sénégal, par l'intermédiaire d'un modèle qui se base sur l'analyse multicritère du SIG. Ce sont en effet, les données de sorties du traitement des images ASTER (réseau de drainage et pente), qui ont été combinées dans le modèle avec d'autres paramètres qui influent également sur la mise en place de réserve d'eau souterraine, comme les types de sols, l'occupation du sol (extraction des zones irriguées tirées du traitement des images Landsat) et les paramètres hydrogéologiques de l'aquifère en particulier la profondeur (Rhuston, 1988 ; Sukhija et al., 1996), pour générer cette carte de potentialité de recharge des aquifères. Tous les données d'entrées ont été générées, reclassées, et pondérées. Les outils de reclassement fournissent un moyen efficace pour le calcul de la conversion. À chaque valeur de classe dans un raster d'entrée est assignée une nouvelle valeur basée sur une échelle d'évaluation allant de 1 à 9. Ces nouvelles valeurs ont été calculées à partir des valeurs du raster d'entrée d'origine. Chaque raster d'entrée est pondéré en fonction de son importance ou de son pourcentage d'influence à la mise en place de réserve d'eau souterraine. Ainsi, le poids constitue un pourcentage relatif, et la somme des pourcentages d'influence des poids doit être égale à 100. La modification des échelles d'évaluation ou des pourcentages d'influences peut changer les résultats de l'analyse de la superposition pondérée (Silverman, 1986). Ainsi pour déterminer les poids et les pourcentages d'influences de chaque paramètre nous avons procédé au préalable à une analyse statistique à l'aide du logiciel R 3.2.1. Cette analyse prend en compte les paramètres d'entrées du modèle ainsi que le taux de recharge calculé à partir des fluctuations piézométriques. L'ensemble de ces paramètres sont ensuite évalués en termes de 5 classes potentielles à savoir : de très bons potentiels, bons, modérée, faibles et très faibles potentiels et pondérés de 1 à 9 puis intégrés dans les SIG. Chaque carte raster est reclassée en cinq classes de potentialité. L'analyse de superposition pondérée a été réalisée grâce au module « Spatial Analyst » d'ARC GIS 9.3 en particulier le module « Weighted overlay » qui a permis de standardiser, de comparer puis de combiner les paramètres choisis dans le modèle. Ainsi, toutes les cartes des paramètres utilisés sont reclassifiées, avant d'être intégrées dans le SIG, pour générer une carte unique des potentialités de recharge des aquifères superficiels du delta du fleuve Sénégal. L'organigramme présenté dans la figure 46, montre toutes les étapes du modèle ayant permis la réalisation de la carte de zones potentielles aquifères ainsi que les traitements effectués sur les différentes données utilisées dans l'analyse multicritère. Cette dernière montre que les SIG, qui permet d'intégrer plusieurs paramètres dans l'analyse d'un phénomène, constituent un outil efficace et sont particulièrement utiles et pertinents dans la recherche de zones potentielles de recharge abordée pour ce type de travail.

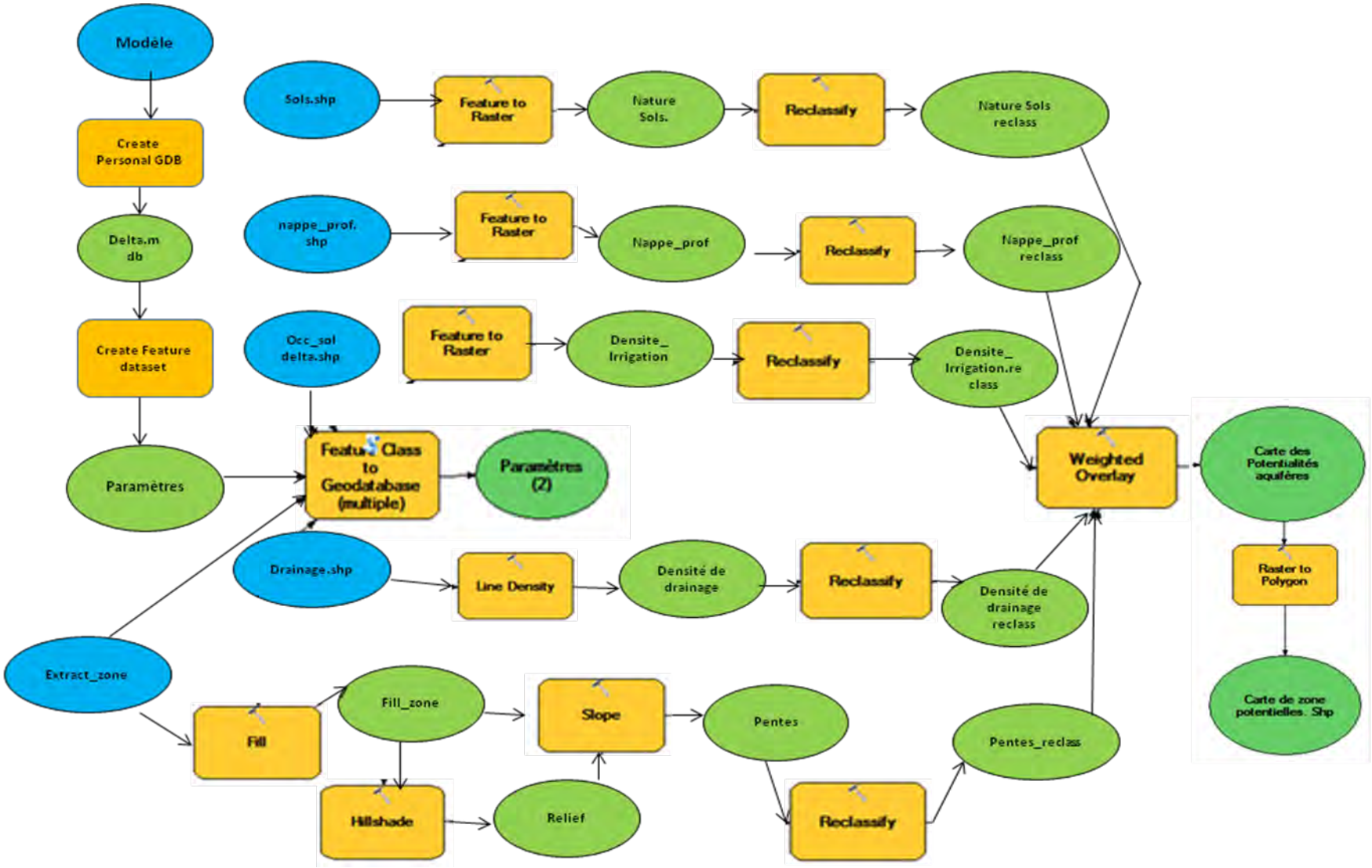


Figure 46 : *Modèle utilisé pour la réalisation de carte des potentialités de recharge dans les aquifères superficiels du delta du fleuve Sénégal.*

III.6.3 Pertinence des outils Télédétection/SIG dans l'évaluation des potentialités de recharge

Tout au début dans les années 1990, l'usage de la télédétection et les SIG pour étudier ou explorer les ressources en eaux était très limité voire anecdotique. Aujourd'hui, elle est devenue avec les progrès de la technologie spatiale et l'avènement des ordinateurs à grandes performances, de nouvelles techniques utilisées pour délimiter les réserves d'eau souterraine, mais aussi pour étudier les aspects et problèmes liés à l'eau souterraine. Les techniques d'évaluation du potentiel des ressources en eau souterraine ont évolué avec l'usage de la télédétection et des SIG qui aujourd'hui sont d'une grande importance dans la prospection hydrogéologique. Le processus d'évaluation comprend notamment la collecte de données de télédétection à partir de capteurs appropriés et la sélection de cartes thématiques notamment : les précipitations, la géologie, la lithologie, la géomorphologie, les sols, l'utilisation des sols ou l'occupation des sols, les réseaux de drainage, la pente, etc. Les données sont traitées en fonction de leur importance avec l'attribution de poids appropriés et intégrés dans un environnement SIG standardisé. Les données requises de télédétection et des SIG, couplées aux études de terrain nécessaires, permettent d'identifier les zones de potentiel en eaux souterraines de manière efficace. Ainsi, différentes données de télédétection sont préparées sous forme de carte thématique en utilisant les SIG. Ces cartes thématiques sont ensuite intégrées à l'aide de l'outil « Spatial Analyst » avec des opérateurs mathématiques et ensuite utilisées pour développer un modèle en fonction de l'objectif du problème à étudier. Ces progrès ont justifié le grand intérêt dont les chercheurs tels que Teeuw (1995), Shahid et Nath (1999), Goyal et al. (1999), Saraf et Choudhary (1998), Kanohine et al., 2012, Gumma et al., (2013), Adji et al., (2013), Awawdeh et al., (2014), Ait El Mekki, et al., (2016), Das et al., (2017) ont accordé à l'utilisation de la télédétection et des SIG pour l'exploration de l'eau souterraine et l'identification des sites de recharge artificielle. Jaiswal et al., (2003) et Hossam et al., (2011), ont mené une étude de cartographie des ressources en eau souterraine dans la péninsule du Sinaï en Égypte en se basant sur les outils SIG via un système de modélisation des bassins versants par approche probabilistique (WSPM) weighed spatial probability modeling où ils ont utilisé huit couches thématiques auxquelles ils affectent une pondération appropriée. Ces couches intégrant les paramètres tels que : la pluviométrie, la recharge nette, la lithologie, la densité de linéament, les pentes, la densité de drainage, la profondeur de l'eau et la qualité de l'eau. Al Saud (2010) a utilisé une approche combinant les outils SIG et la télédétection pour évaluer le potentiel des ressources en eaux souterraines dans le bassin du Wadi Aurnah, sur la partie occidentale de la péninsule arabique couvrant une superficie de 3113 Km^2. A cet effet, il a utilisé les images Landsat 7 ETM^+, ASTER et SRTM pour extraire les cartes des paramètres qui seront intégrés dans les SIG (la pluviométrie, la lithologie, les fractures, les pentes, le réseau de drainage et l'occupation du sol). Dans ces dernières années,

de nombreux chercheurs en particulier Krishnamurthy et al. (1996), Obi Reddy et al. (2000), Pratap et al. (2000), Singh et Prakash (2002), Adji et al., (2014), Mall et al., (2014), El Mekki et al., (2016), Das et al., (2017) entre autres, ont utilisé les mêmes combinaisons pour délimiter les zones potentielles aquifères. Par contre, Srinivasa Rao et Jugran (2003), ont appliqué les SIG pour le traitement et l'interprétation des données sur la qualité des eaux souterraines alors que Mohammed Aslam et al. (2003) l'ont utilisé pour réaliser la cartographie hydrogéomorphologique en vue d'une gestion efficace des ressources en eau autour paléocanaux et Ismail & Mallikarjuna (2011), l'ont utilisé dans la mise en place et l'écoulement des eaux souterraines dans les différents terrains géologiques à partir de l'intégration de divers facteurs hydrologiques, géologiques et géomorphologiques. Par ailleurs, les SIG ont été fréquemment appliqués, grâce à sa plateforme et à ses possibilités de faire des analyses multicritères, dans le but d'évaluer et de modéliser potentialités des ressources en eaux souterraines (El-Kadi et al. (1994) et Jacob Novaline et al. (1999), Shahid et al. (2000), Boutt et al. (2001), Saraf et al. (2004). Ainsi, Rokade et al. (2007) et Gumma et al., (2013), ont appliquée ces techniques de modélisation pour évaluer le potentiel des ressources en eaux souterraines en utilisant les données de télédétection du 7 avril 2004 de la géologie, du linéament, de la géomorphologie, de la pente et du drainage densité. Chacune de ces cartes thématiques a été attribuée d'un facteur de pondération approprié. Ces facteurs de pondération ont été choisis en tenant compte de leur importance dans la mise en place des réservoirs d'eau. Ces cartes thématiques ont ensuite été intégrées en utilisant l'outil " Spatial Analyst " des SIG pour délimiter les zones de potentiels aquifères. Ils ont ensuite utilisé les données de rendement du puits à partir d'un suivi de débit sur un total 438 puits, existants dans la zone d'étude pour valider la carte des potentialités en eau souterraine qui peut être très utile dans le choix des sites d'implantation de forage pour exploiter les eaux souterraines ou dans le développement des systèmes pour la gestion des eaux souterraines dans la région.

Dans le cadre de cette thèse, cette approche d'analyse multicritère des SIG sera utilisée dans l'évaluation des potentialités de recharges des aquifères superficiels du delta du fleuve Sénégal. Les résultats de cette approche seront validés par les méthodes d'estimation quantitatives de la recharge basées sur les calculs des fluctuations piézométriques et sur les traceurs isotopiques de la molécule d'eau, pour pouvoir estimer leur fiabilité.

Conclusion partielle

Ce chapitre a permis de faire une revue globale de tous les matériaux et méthodes utilisés, décrire les procédures de prélèvements des échantillons d'eau, des techniques de mesures in situ des paramètres physico-chimiques et des procédés d'analyses au laboratoire des échantillons d'eaux. Il a permis également de faire le point sur l'utilité de ces approches méthodologiques et éventuellement sur la pertinence des différents outils utilisés dans les études.

CHAPITRE IV : HYDROCHIMIE ET GÉOCHIMIE DES NAPPES SUPERFICIELLES DU DELTA

Introduction

L'étude hydrochimique consiste à caractériser l'origine et la variation du chimisme des eaux en rapport avec les caractéristiques saisonnières, géomorphologiques, géologiques et environnementales du delta du fleuve Sénégal et l'inflence anthropique actuelle sur les ressources en eaux du delta. Pour cela, deux méthodes ont été utilisées : la méthode statistique, qui se base sur des analyses et des traitements statistiques multivariés des données (ACP et HCA) et l'approche hydrochimique qui utilise les outils de l'analyse classiques des données chimiques (Diagrammes de Piper et combinaisons binaires, les rapports caractéristiques et les indices de saturation, diagrammes de Korjenski, etc.). Ces méthodes ont été utilisées dans le but de déterminer les différents processus géochimiques qui déterminent la qualité chimique des eaux de l'hydrosystème du delta du fleuve Sénégal.

IV.1 Etude des processus géochimiques par les méthodes statistiques

IV.1.1 Analyse des paramétres physico-chimiques

L'interprétation des paramètres physico-chimiques n'a pas consisté en une étude hydrochimique détaillée, mais à caractériser les tendances qualitatives observées. Ainsi des éléments d'interprétation sont fournis par les analyses statistiques qui ont permis de dresser l'état des lieux de la qualité des eaux souterraines, de déterminer la variabilité des différents constituants physico-chimiques afin de déterminer l'origine des éléments retrouvés (origine naturelle ou anthropique) dans les eaux. Les données statistiques sur les températures, pH et conductivités sont présentées dans le Tableau 16. Ces trois paramètres sont très variables au sein des aquifères, alluvial et dunaire. Les températures des eaux souterraines varient entre 26°C et 32°C et les moyennes (30,8 +/- 0,5°C), sont proches de la température moyenne atmosphérique, indiquant un équilibre thermique entre les aquifères et l'atmosphère.

Tableau 16*: Paramètres physico-chimiques des eaux dans le delta du fleuve Sénégal en juillet 2012*

Unités	Plaine alluviale			Dunes			Eaux de surface		
Paramétres	Temp	pH	Cond	Temp	pH	Cond	Temp	pH	Cond
Minimum	26,7	3,0	226,0	27,5	4,7	814,0	26,8	6,4	54,0
Maximum	31,6	7,7	57600,0	32,0	8,6	15600,0	29,6	8,1	386,0
Moyenne	29,5	6,4	12789,8	29,1	6,5	4874,9	28,3	7,3	181,8
Ecart type	1,5	1,4	18164,0	1,5	1,0	5180,5	0,9	0,6	108,9

IV.1.1.1 pH des eaux

Globalement, les eaux de surface présentent des valeurs de pH légèrement acides à légèrement basique (6,4-8,1) et se trouvent dans les gammes de pH des eaux naturelles. Toutefois, l'analyse statistique des données sur les différentes périodes d'observation a permis de définir des moyennes et des médianes assez variables en fonction des saisons (Fig.47). Cette variabilité saisonnière du pH

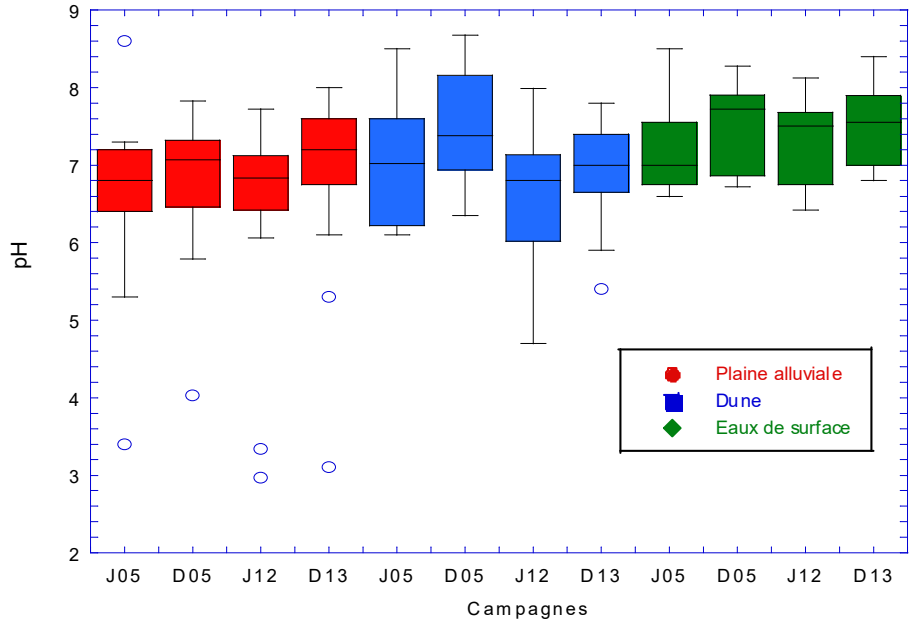
pourrait être en partie liée aux processus de dégazage du CO_2 (Potot, 2011) ou de rééquilibrage des masses d'eau en soutien permanent grâce à la gestion haute des cotes de retenue, et à la fonctionnalité des réservoirs (drain des eaux usées, défluent, cours d'eau principal, etc). Par ailleurs, les valeurs de pH mesurées dans les eaux souterraines indiquent une grande hétérogénéité dans la plaine alluviale et au niveau des dunes avec respectivement des valeurs comprises entre 3<pH< 7,7 et 4,7<pH< 8,5. Il faut noter toutefois que le caractère légèrement plus acide des eaux dans la plaine alluviale pourrait être lié à la dégradation de la matière organique des sols qui produit du CO_2 et acidifie les eaux. Ce phénomène est très fréquent dans les bas fonds ou dans les dépôts lagunaires du delta (Loyer, 1989). Cette acidité des eaux pourrait être également entretenue par la présence de pyrite observée dans les environnements où les mangroves se sont développées pendant des centaines d'années, notamment dans les cuvettes de décantation. La présence des racines de mangrove dans les profils suggère une fixation de soufre dans le passé et une acidité potentielle dans les sols. Le développement de l'acidité actuelle s'est accéléré après la construction de la digue de protection en 1964, qui a coupé le régime d'inondation annuelle qui préservait la pyrite de l'oxydation. Le niveau de la nappe a baissé dans la zone d'accumulation de la pyrite en certains endroits permettant son oxydation qui peut libérer de l'acide sulfurique suivant la réaction globale suivante (Driessen and Dudal, 1991) : $FeS_2 + 7/2\ O_2 + H_2O$: $Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 2H^+$ (Equation IV.1).

Cette réaction peut expliquer la forte baisse du pH en dessous de 4 observée dans les eaux de la nappe alluviale, liée à l'absence de neutralisation de l'hydrogène produit par l'oxydation des pyrites. Elle peut être aussi responsable de la génération des eaux très enrichies en fer (sous de forme $Fe(OH)_3$) et en sulfates, qui est typique dans les bas fonds. Cependant, il est évident que l'acidité formée par les réactions décrites ci-dessus, va réagir avec les minéraux qui se trouvent dans le sol. Si on est en présence de forte acidification des sols, l'hydroxyde de fer est transformé en jarosite par la réaction suivante : $Fe(OH)_3+K^++2SO_4^{2-}+3H^+$: $KFe_3(SO_4)2(OH)_6+3H_2O$ (Equation IV.2).

La jarosite ($KFe_3(SO_4)2(OH)_6$) de couleur paille est typique aux sols acides sulfatés.

Dans le delta, il est logique qu'on trouve des sols en différents stades d'évolution qui sont en partie ou totalement neutralisés par ces processus ou par la présence des coquillages. Ces derniers sont particulièrement importants dans certaines zones du delta en particulier dans les terrasses marines et les dunes du delta, où il y a une abondance en carbonate de calcium sous forme de coquillages ou d'amas coquilliers de gastéropodes ou de lamellibranches lagunaires (*Anadaris senilis*). Généralement, la réserve en coquillages qui est encore grande dans ces sédiments aquifères fait que les valeurs du pH dans les eaux souterraines deviennent légèrement plus basiques (pH>7). Dans ces milieux, les coquillages qui se dissolvent ($CaCO_3+CO_2+H_2O=Ca^{2+}+2HCO_3^-$), neutralisent l'acidité du milieu (sol-eau) et peuvent former des cristaux de gypse : $Ca^{2+}+SO_4^{2-}+2H_2O = CaSO_4.2H_2O$ (Dekers et al., 1996), qui ont été retrouvés dans le sous-sol dans plusieurs pédoséquence du delta (Le Brusq, 1980). Ainsi, dans la plupart des cas, les valeurs moyennes ou médianes du pH des eaux

souterraines prélevées sont aussi proches de la neutralité (Fig.47). Il est cependant important de noter, durant la saison humide, de légères variations du pH dans les eaux souterraines du delta du fleuve, probablement en rapport avec les caractéristiques hydro-climatologiques de l'année et environnementales des sites.



*J05 = Juillet 2005, D05 =Décembre 2005, J12=Juillet 2012, D13= Décembre 2013

Figure 47 *: pH des eaux de surface et des eaux souterraines dans le delta du fleuve Sénégal (2005-2013).*

IV.1.1.2 Conductivité électrique

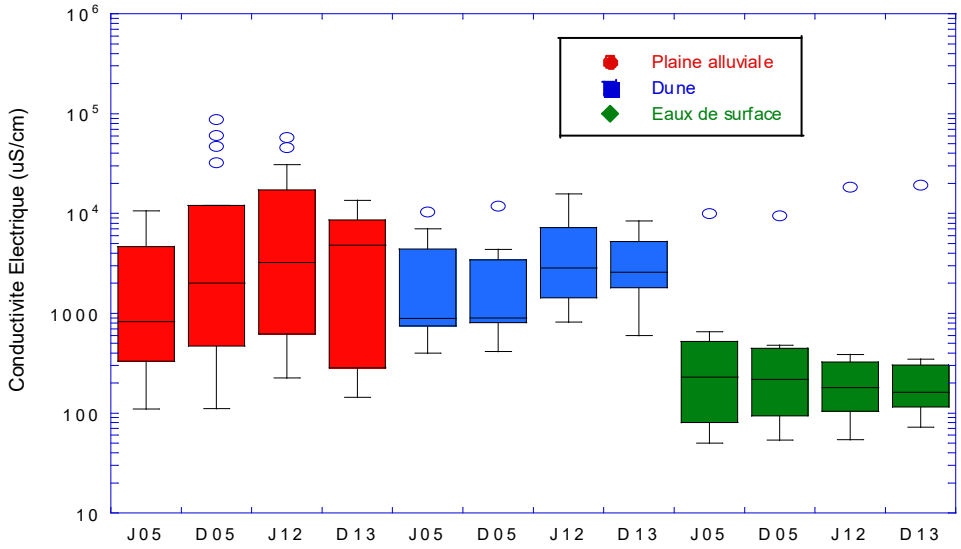
Les mesures des conductivités électriques qui expriment le degré de minéralisation et de salinisation montrent que les eaux de surface et souterraines dans l'hydrosystème du delta sont faiblement à très fortement minéralisées. Cependant, pour une meilleure analyse, les données seront discutées en fonction des unités hydrologiques identifiées (Fig.48). Cette figure indique que :

Dans les eaux de surface, la minéralisation varie entre 50 et 400 µS/cm. Les eaux les plus faiblement minéralisées (50-80 µS/cm) sont observées sur les échantillons prélevés sur le cours principal du fleuve, dans la partie amont du barrage. Les échantillons d'eau prélevés dans les défluents du fleuve comme les marigots de Djeuss et de Lampsar et le lac de Guiers, présentent des condutivités plus élevées variant entre 100 et 400 µS/cm. Il faut noter qu'actuellement, au niveau de ces défluents, la charge saline est exclusivement dépendante de la distance à la mer, des activités humaines connexes tout autour de ces axes hydrauliques (irrigation, activités domestiques, élevages, etc.) et secondairement de l'évaporation et de la géométrie des réservoirs des cours d'eau.

Dans les formations dunaires les valeurs de condutivité électrique des eaux souterraines sont moyennement à très fortement minéralisées. Elles varient entre 800 et 15600 µS/cm. Généralement, les eaux les plus faiblement minéralisées sont prélevées dans les sédiments de l'Ogolien. Les eaux prélevées au niveau des interdunes sont plus minéralisées (supérieures à 5 000 µS/cm) du fait

qu'elles sont probablement en contact avec les eaux de mer piégées ou les saumures sédimentaires anciennes de l'Inchirien de base.

Dans les eaux souterraines échantillonnées dans la plaine alluviale, les valeurs de condutivité électrique, encore plus hétérogènes, sont comprises entre 220 et 57 600 µS/cm. Cette hétérogéinité, pourraient être liée à la nature lithologique des sédiments captés et à leur position par rapport à une source de recharge (pluie, fleuve, cours d'eau, périmétres irrigués, canaux d'irrigation, etc.). Les eaux sont douces, dans la partie, nord-est de la zone, où la nappe alluviale est semi-libre et souvent en contact avec une source de recharge (Fig.48). Dans ces eaux, la minéralisation est fonction de la profondeur de la nappe et des apports de surface. Dans les domaines d'extension des terres basses et des terrasses marines situées au nord-ouest et au sud-ouest de la zone, les eaux prélevées présentent souvent des concentrations très élevées. Dans ces milieux, la minéralisation est très variable latéralement à cause de la structure lenticulaire de ces formations aquifères et verticalement à cause de leur stratification saline. Cette stratification favorise la dégradation en profondeur de ces eaux dont les concentrations peuvent même atteindre ou dépasser celles de l'eau de mer (45 000-57 600 µS/cm). Ces eaux hypersalées captées pour la plupart par des piézomètres, sont contenues, dans les sédiments du Nouakchottien ou de l'Inchirien de base. Elles évoluent localement en circuit fermé et peuvent entretenir une extrême salinité (Illy, 1973). Elles sont impropres à la consommation humaine et à l'irrigation et peuvent accentuer considérablement la salinisation des terres sous irriguées. Sur la Figure 49, les valeurs de conductivités électriques reportées sur un support géomorphologique confirment cette grande hétérogénéité des teneurs observées au sein des différentes unités et au sein d'une même unité.



*J05 = Juillet 2005, D05 =Décembre 2005, J12=Juillet 2012, D13= Décembre 2013

Figure 48*: Distribution statistique des conductivités électriques dans les eaux de surface et souterraines du delta au travers de box-plots (2005-2013)*

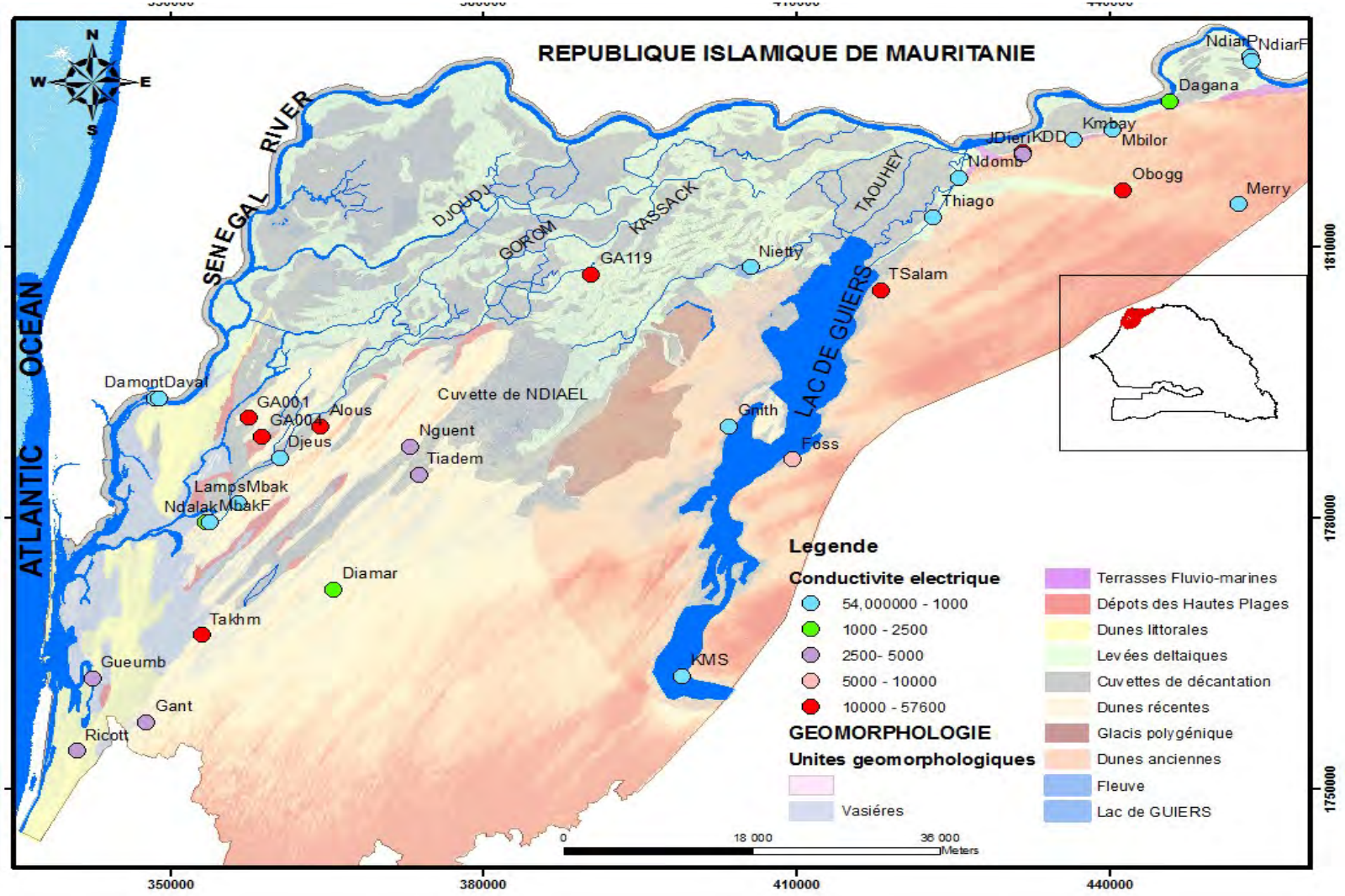


Figure 49 : *Carte de distribution des conductivités électriques des eaux dans le delta du fleuve Sénégal (juillet, 2012)*

IV.1.2 Hydrochimie et identification des processus géochimiques par les méthodes statistiques

IV.1.2. 1. Analyse statistique des données hydrochimiques

L'analyse statistique des éléments majeurs des eaux a été faite afin d'identifier les tendances de leur évolution. Les résultats (Tableau 17) montrent que pour les eaux de surface, les éléments les plus représentatifs sont, HCO_3, Na, Ca, Mg et Cl. Les eaux prélevées dans le fleuve, en amont de la zone, présentent une prédominance des ions HCO_3 et Ca, qui indiquent le faciès naturel des eaux de surface. Les eaux prélevées dans les défluents situés en aval de la zone, sont enrichies en ions Na et Cl, traduisant probablement un mélange avec l'eau de mer.

Tableau 17 *: Statistiques des éléments majeurs des eaux de surface et souterraines du delta du fleuve en mg/L.*

Unité	Plaine alluviale					Formation Dunaire					Eaux de surface				
Traceurs	Min	Max	Moy	Méd	Ecart Type	Min	Max	Moy	Méd	Ecart Type	Min	Max	Moy	Méd	Ecart Type
HCO_3	0	483	202,9	132	175,5	12	273	129,1	127	91,3	12	124	59,4	43,5	38,5
Cl	6,2	23518,5	4656,2	456,4	7680,1	103,8	5000,7	1277,5	463,1	1645,3	0,89	25,7	13,7	14,7	8,4
NO_3	0	100,1	96,1	0,9	283,6	0,3	320,6	70,7	29,9	100,5	0,04	0,2	0,1	0,1	0,1
SO_4	0,9	3159,4	794,2	122,6	1148,2	10,2	373,7	107,4	48,3	116,9	0,54	9,7	3,6	2,6	3,4
Na	16,1	11204,4	2038,8	318,4	3551,7	59,2	1358,7	396,7	183	460,1	2,86	26,6	14	15	7,9
K	1,5	913,8	136,1	34,1	243,7	4,7	32,7	16,2	12,7	8,9	0,58	5	2	1,5	1,5
Mg	1,2	1556,9	324,1	52,3	504,4	12,4	573,7	104,5	33,7	167,3	0,91	10,5	5	4,2	3,1
Ca	1,7	2171,2	407,8	127,3	609,9	30,3	1395,6	276,5	105,4	408,9	1,05	19,4	8,1	5,8	6

Globalement, l'analyse statistique indique que les éléments chimiques les plus représentatifs, dans la majorité des échantillons de la nappe alluviale sont par ordre d'importance les ions Cl, Na, Mg et Ca (Tableau 17). Il faut noter que, les ions HCO_3, Na et Ca sont dominants dans les eaux de la nappe alluviale, localisées proche des axes hydrauliques (Mbilor, Keur Mbaye, Ndiarème puits, Ndombo) et dans les terrasses marines. Dans ces eaux, les ions HCO_3 et Ca pourraient provenir respectivement du mélange avec les eaux de surface ou des coquillages du Nouackchottien, produisant ainsi des carbonates. L'analyse statistique des éléments chimiques dans les formations dunaires indiquent que les ions Cl, Ca, Na, Mg, SO_4 et NO_3 sont dominant dans les eaux. Les distributions statistiques des éléments majeurs dans les eaux de surface et souterraines ont été représentées par des box-plots (Fig.50). Dans les eaux du fleuve, les teneurs en éléments dissous sont faibles. L'analyse spatio-temporelle indique dans l'ensemble un adoucissement des eaux qui indique le rôle, que joue la régularisation de la cote entre les deux barrages, dans la minéralisation. Mais cette qualité des eaux du fleuve est souvent altérée au niveau de certains défluents (Djeuss et lac de Guiers) qui sont utilisés comme des drains naturels récepteurs des eaux usées agricoles. Par ailleurs, l'analyse statistique des éléments majeurs dissous dans les eaux souterraines indique une plus grande hétérogénéité dans les teneurs et la composition de ces éléments. Cette grande variabilité qui catégorise les eaux dans les différents

réservoirs de la plaine alluviale et des formations dunaires, pourrait indiquer, en quelques sortes, une diversification des sources de minéralisation dans les eaux. Les contrôles de qualité effectués sur les différents ouvrages ont démontré qu'un nombre important d'entre eux étaient chimiquement pollués, particulièrement par les nitrates. L'origine de cette pollution dans les eaux souterraines est généralement liée à l'accumulation de déchets organiques due aux activités humaines, à la mauvaise protection des puits et à l'occupation anthropique des sols (irrigation, maraichage, activités industrielles et domestiques, etc.). Il faut remarquer ponctuellement dans les dunes que cette pollution d'origine nitratée semble être plus marquée, car affectant la majeure partie des eaux souterraines de nombreux ouvrages qui ont des teneurs en nitrate qui dépassent (parfois trois à sept fois), la norme de potabilité établie par OMS (> 50 mg/L).

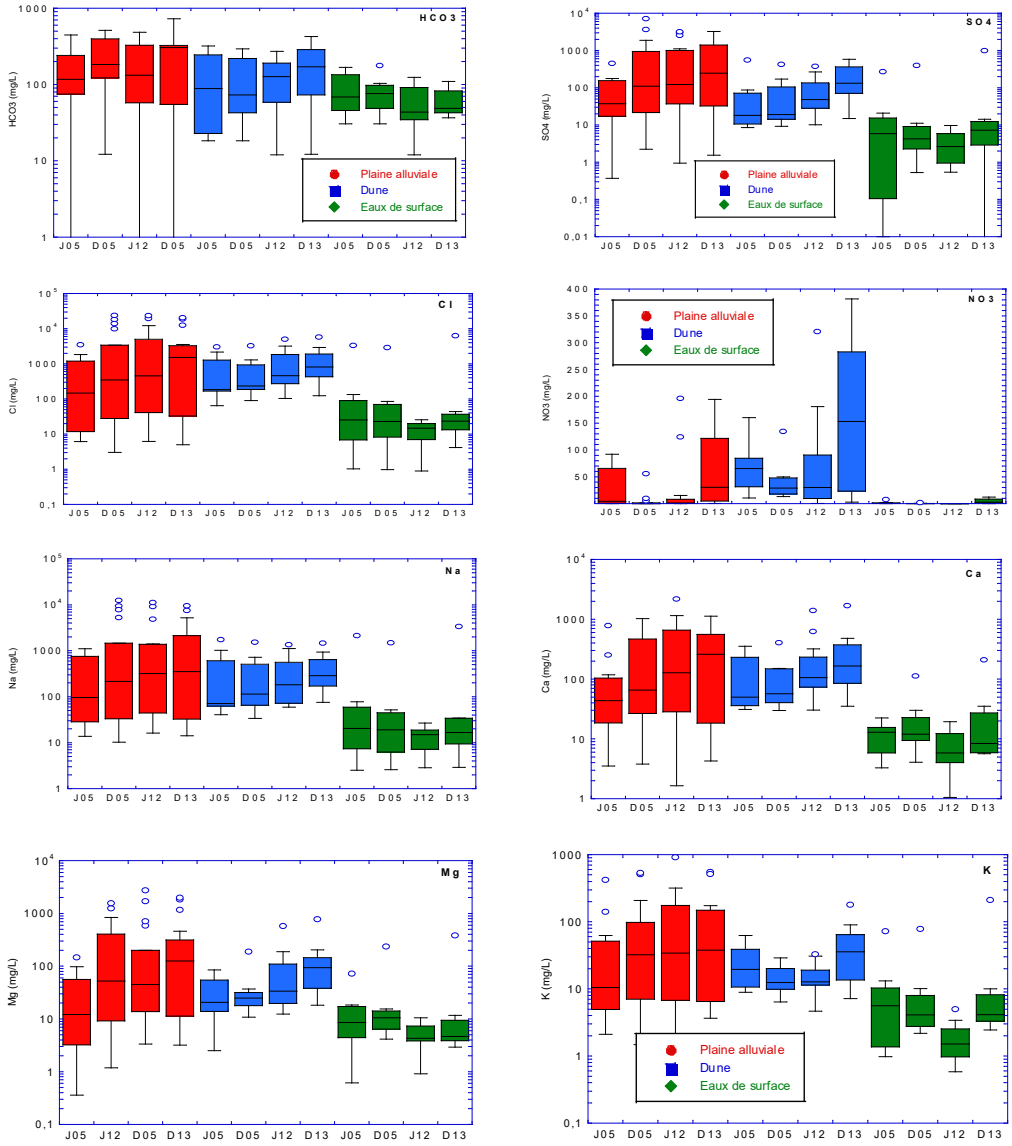


Figure 50*: Distribution statistique des ions majeurs dans les eaux de surface et souterraines au travers de box-plots*

IV.1.2.2 Identification des processus géochimiques par approche statistique

Pour caractériser l'origine des variations spatio-temporelles des données chimiques dans les eaux causées pour la plupart par les facteurs naturels et anthropiques ainsi que par les effets de saisonnalité (Vega et al., 1998), des méthodes d'analyses ou tests statistiques ont été appliquées. Ces méthodes statistiques multivariées ont montré leur efficacité dans la catégorisation et l'interprétation des données hydrochimiques (Howard, 1991 ; Laaksoharju et al., 1999) surtout quand il s'agit d'évaluer un grand nombre d'échantillons et/ou un grand nombre de variables par échantillon (Dalton et Upchurch, 1978). La méthodologie adoptée pour cette étude multicritère est basée sur une combinaison de l'Analyse en Composantes Principales (ACP), de la Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) et de leur intégration dans le biplot. Ce sont en fait des approches quantitatives et indépendantes pour la classification des eaux en permettant respectivement de grouper les échantillons d'eau et de faire des corrélations entre les paramètres chimiques et ces échantillons d'eau (Monjerezi et al, 2011). L'apport de la corrélation entre les variables aide à comprendre certains phénomènes dégagés par l'interaction eau-roche et à préciser l'origine commune de certains paramètres et les principaux traits caractérisant la géochimie des eaux.

IV.1.2.2.1. Eaux de surface

Les résultats de la Classification Hiérarchique Ascendante représentés par le dendrogramme (Fig. 51a), indiquent la présence de deux types de faciès chimiques HCO_3-Ca-Mg-K et Cl-SO_4-Na. Les affinités et les regroupements observés entre certaines variables indiquent une dissimilarité des phénomènes qui sont à l'origine de la mise en circulation de ces ions dans les eaux de surface. Cependant, la forte corrélation qui existe entre pratiquement toutes les variables sur l'axe F1 sauf le nitrate traduit la participation de ces différents éléments dans l'acquisition de la minéralisation. La représentation graphique dans l'espace factoriel (Fig.51b), indique que sur l'axe F1, les eaux douces naturelles échantillonnées dans le fleuve sont opposées à celles prélevées dans le lac de Guiers. Alors sur l'axe F2, se discriminent les processus qui affectent la minéralisation des eaux. L'analyse globale de ces graphes (Fig.51 a et b) met en évidence trois principales classes :

-La classe 1 représente les eaux du lac de Guiers (Nietty yone, Gnith et Keur Momar Sarr) de minéralisations plus élevées (supérieure à 200 µS/cm). Cette classe, est influencée par les apports d'eau du fleuve (HCO_3-Ca-Mg) par le truchement du canal de taouyeh et par les apports d'eaux contaminées (provenant des rejets des eaux usées industrielles : CSS ou agricoles : plantation de canne à sucre) qui peuvent les enrichies en ions Cl-SO_4-Na. La classe 2 regroupe essentiellement les eaux des défluents du fleuve ou cours d'eau secondaires localisées dans la partie aval du delta (ex Djeuss, Mbakhana, Diama aval). Cette classe d'eau plus minéralisée que celle des eaux naturelles du fleuve (100-200 µS/cm), est affectée par des enrichissements en Cl-SO_4-Na, qui

pourraient provenir du mélange avec les eaux de mer, du lessivage des sels évaporitiques très abondants dans les sédiments de surface, des rejets d'eaux usées agricoles ou également des eaux de décharges de la nappe alluviale hypersaline signalée dans la partie aval du fleuve.

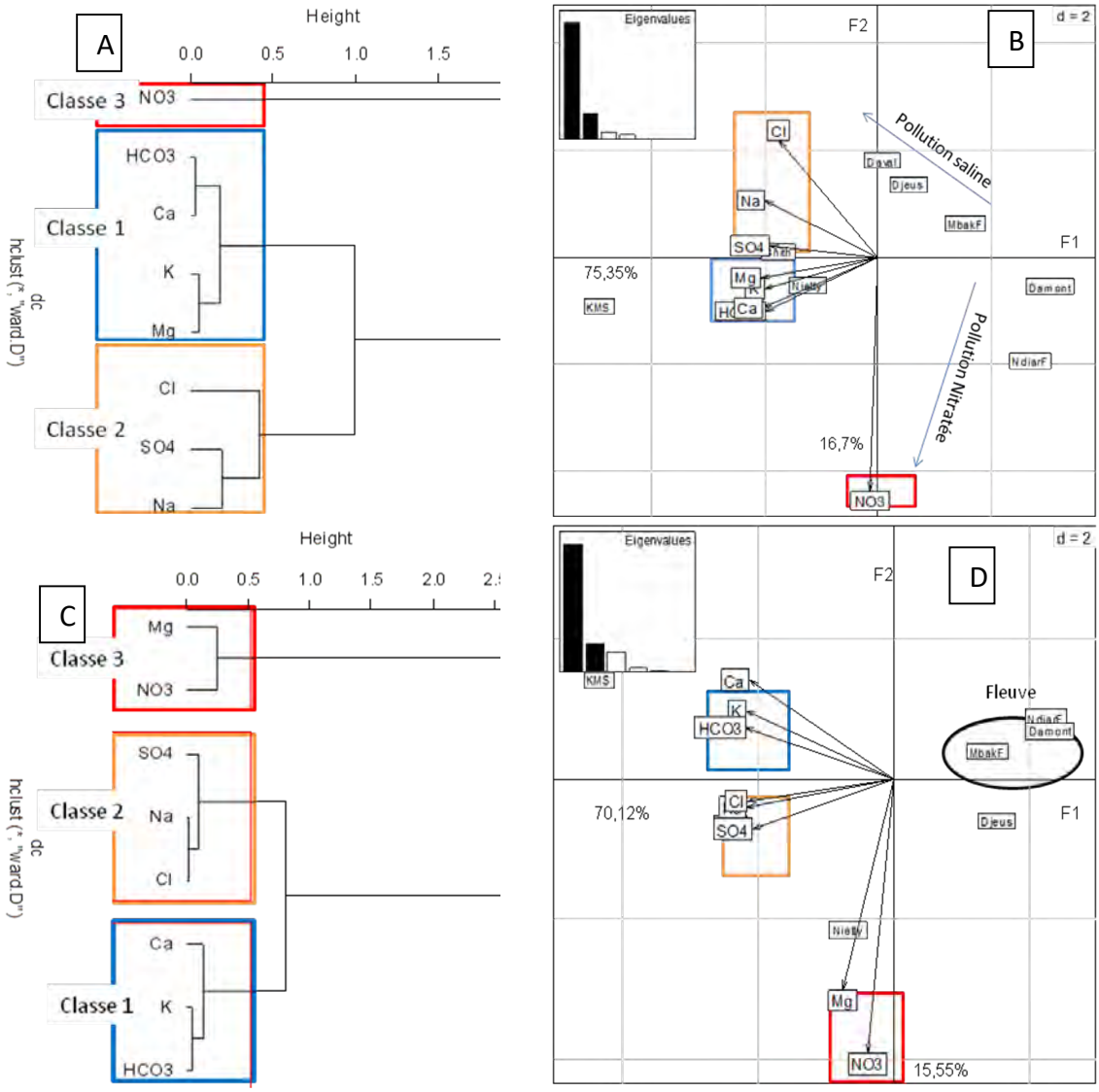


Figure 51*: Analyse en Composantes Principales (ACP) et Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) des eaux de surface dans le delta du fleuve (juillet, 2012 et décembre, 2013)*

La classe 3 est représentée par les échantillons d'eaux prélevés sur le cours du fleuve précisément à Ndiaréme (Dagana) et Diama amont (Saint-Louis). Les eaux de cette classe faiblement minéralisée (<90 µS/cm), sont donc plus vulnérables (ou plus exposées) aux éventuelles contaminations ou apports. Comme, c'est le cas des nitrates dont les teneurs dans les eaux sont pourtant assez faibles (20-40 mg/L). Ces nitrates, qui présentent de corrélations négatives et non significatives avec les autres variables chimiques, impliquent d'autres sources d'enrichissement dans les eaux. Comme par exemple les diverses activités humaines observées le long du fleuve et

dans les environnements connexes (forte concentration des activités domestiques dans les rivages, irrigation, rejet d'eaux de drainage riche KNO_3, etc.).

Par ailleurs, l'analyse multicritère indique après la saison pluvieuse, que les eaux du fleuve (NDiarème fleuve, Mbakhana fleuve et Diama amont) deviennent chimiquement plus homogènes (de type HCO_3-Ca) et se singularisent par rapport aux eaux des défluents (Djeuss et lac de Guiers) qui sont toujours affectées par ces mêmes processus de contamination d'origine nitratée et saline (Fig.51 c et d).

IV.1.2.2.2. Nappe alluviale

Le plan factoriel F1-F2 retenu pour cette analyse statistique est représentatif de 85% (F1=69,46% et F2=15,06%) de la variance de l'ensemble des données et met en évidence les tendances générales de la minéralisation dans la nappe alluviale (Fig.52b). L'axe F1 apparait clairement comme le facteur de minéralisation, défini par tous les ions à l'exception de Ca et de NO_3. En effet, dans l'espace factoriel des unités statistiques, l'axe F1 oppose les eaux faiblement minéralisées aux eaux fortement minéralisées et hypersalées alors que sur l'axe F2 se dissocient les mécanismes prédominants dans la minéralisation.

Les résultats de la CHA représentés par le dendrogramme (Fig.52a) confirment les regroupements statistiques des variables qui mettent en évidence trois principales classes d'eau :

La Classe 1 regroupe, les eaux hypersalées qui sont localisées principalement dans les ouvrages loin des axes hydrauliques captant les anciennes saumures sédimentaires du Nouakchottien ou de l'Inchirien (GA0001, GA0004 et GA0119). Cette classe, est caractérisée par des eaux dont les traceurs salins Cl-Mg-SO_4-Na présentent de fortes liaisons qui pourraient être lié soit : à la mise en solution des évaporites piégées dans les dépôts sédimentaires très enrichis en halite et en gypse ou soit au mélange avec de l'eau de mer évaporée. Ce sont ces phénomènes qui vont permettre aux eaux de la nappe alluviale d'acquérir localement des concentrations très élevées dépassant même celle de l'eau de mer (>35 000 µS/cm). En effet, il faut cependant rappeler dans le delta que, cette salinité est fonction de l'hydrodynamisme de la nappe et de la profondeur de l'aquifère captée, mais également des facteurs hydroclimatologiques du milieu (évaporation, taux de recharge, distance par rapport à un cours d'eau, etc.). Dans ces types d'environnements, il a été noté également que d'autres processus géochimiques peuvent intervenir dans la minéralisation des eaux souterraines comme le cas représenté dans la Classe 2.

Dans cette classe, les eaux sont caractérisées par des liaisons très significatives entre les ions K-HCO_3 et des teneurs en SO_4 relativement élevées. Les teneurs en SO_4 et en K mesurées dans ces eaux, dont la variabilité est souvent mise en relation avec les mélanges et la lithologie, pourraient être liées à la dissolution des sels évaporitiques comme le gypse. En effet, ces processus sont particulièrement dominants prés du lac de Guiers (Ex : Foss et Téméye Salam) où la nappe alluviale présente un caractère semi-libre donc plus de possibilités de recevoir des apports d'eau

(Cogels, 1997 ; Diaw, 2008). Ainsi, au cours du renouvellement, les eaux infiltrées de types HCO_3 du lac remobilisent sur leurs trajets en direction de la nappe alluviale, des sels évaporitiques responsables de l'augmentation des teneurs et de la salinité des eaux (>2500 µS/cm). La contribution de ces minéraux évaporitiques générés par ces dépôts marins anciens ou actuels participe activement à la minéralisation de ces eaux.

Cependant, la dissociation des ions calcium dans les saumures et la présence importante des nitrates dans les eaux douces de la nappe alluviale proche des axes hydrauliques pourrait évoquer l'existence d'autres processus qui spécifient et caractérisent les eaux de la classe 3. Les ions Ca anticorrélés avec les autres traceurs salins, pourraient indiquer une contribution des réactions d'échanges inverses de base avec gain de Ca et perte de Na dans la matrice argileuse en présence des saumures (Apello et Postma, 1996) ou des processus de dissolution de la calcite en forme de coquilles ou de nodules calcaires très abondants dans les sédiments.

Ce phénomène est observé à Al Khouss où les teneurs en Ca et Cl dans les eaux sont prédominantes. Cependant, les teneurs importantes en nitrates relevée plus précisément dans les puits de Dagana et de Foss, dépassant les normes OMS (50 mg/L), pourraient être liées à l'influence des activités humaines tout autour des ouvrages (ex : maraichage à grande échelle, forte activité domestique autour des puits, etc.). Ces classes qui caractérisent les eaux contaminées de la nappe alluviale, se distinguent de la classe des eaux douces qui se regroupe au centre du cercle des unités et indiquant une forte réduction de l'influence des contaminations salines et nitratées. Cette classe regroupe l'essentiel des eaux de la nappe alluviale et présente des minéralisations relativement plus faibles (CE<1000 µS/cm). Généralement, du fait de la nature hétérogène du milieu, de la position des ouvrages (amont-aval) et de la distance horizontale par rapport à un axe hydraulique, les eaux apparaissent sous différents types de faciès. Elles sont de type chloruré dominant dans la partie aval (Na-Cl et Na-Cl-SO_4) ou de type bicarbonaté dominant dans la partie nord-est où spécifiquement des échanges entre nappe/riviéres semblent être plus significatifs.

Il faut remarquer après la période pluvieuse que la nappe alluviale est toujours affectée par la prédominance des interactions eau-roche dominées par le lessivage des sels ou des saumures sédimentaires, les contaminations nitratées et les mélanges avec les eaux de surface systématiquement à l'approche d'un cours d'eau. (Fig.52 c et d).

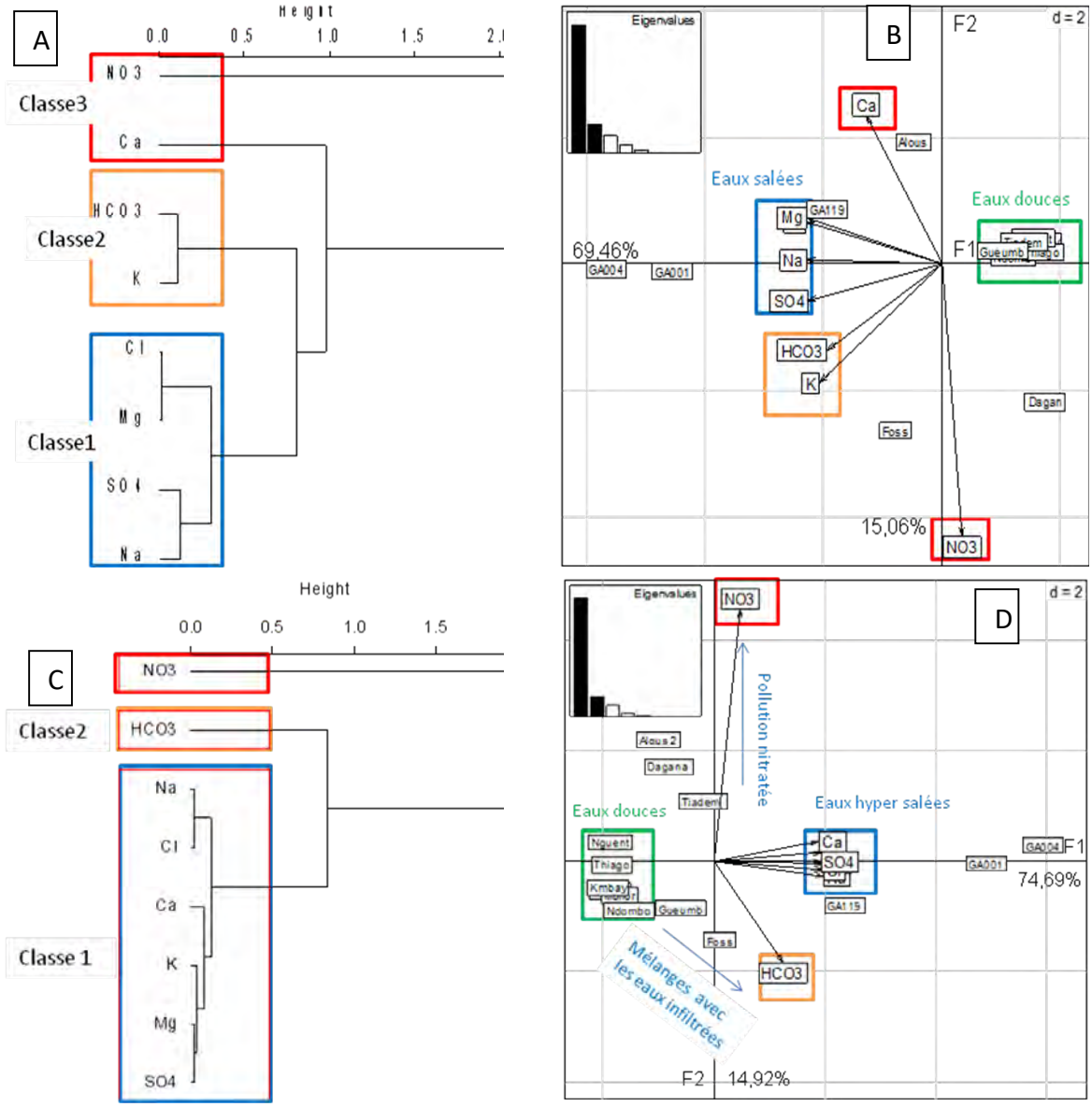


Figure 52 *: Analyse en Composantes Principales (ACP) et Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) des eaux de la nappe alluviale dans le delta du fleuve (juillet, 2012 et décembre 2013)*

IV.1.2.2.3. Nappes des dunes

L'analyse de la représentation graphique dans l'espace factoriel des unités statistiques (Fig.53a), montre que les deux axes factoriels représentent plus de 87% de la variance de l'ensemble des données avec respectivement 64,61% exprimé pour F1 et 22,75% pour F2. L'axe F1 apparait comme le facteur de minéralisation majeur qui est défini par toutes les teneurs ioniques. Il oppose les eaux douces des formations dunaires de l'Ogolien et des terrasses marines aux eaux hypersalées observées dans les interdunes ou paléocuvettes sédimentaires (Takhmbeut, KDD et Obogg). Alors que sur l'axe F2 se discriminent les mécanismes responsables de la contamination des eaux qui mettent en évidence 3 classes d'eau également obtenues par les résultats de la CHA (Fig.53b). Ce figure montre que les eaux faiblement minéralisées (<1000 µS/cm) captant les

dunes de l'Ogolien se singularise au centre du cercle et suggère une influence limitée ou modérée des processus de minéralisation dans les eaux. Ces processus sont représentés au niveau des classes suivantes :

- Classe 1 qui regroupe les eaux enrichies en ions Cl-SO_4-Ca-Mg, localisées dans les interdunes plus particulièrement au niveau des anciennes cuvettes de décantation (KDD et Obogg). Ce sont des eaux dont les charges salines varient entre 5000-15000 µS/cm et dépendent exclusivement du niveau de stratification des eaux salines captées. La forte liaison de ces éléments dans les eaux refléterait donc une mise à contribution des saumures ayant précipité de l'halite (Cl-Na) et du gypse calcique et magnésien (SO_4-Ca-Mg), très fréquents dans les dépôts sédimentaires lagunaires anciens. Il faut noter que ces processus sont souvent très difficiles à reconstituer avec précision, dans ces types environnements paléo-deltaïques, à cause du caractère lenticulaire et parfois discontinu de la nappe, mais aussi à cause de leur contact direct avec les matériaux évaporitiques piégés dans les sédiments de l'Inchirien de base. La charge saline des eaux, est fonction de la saison, du niveau capté et du taux de prélèvement.

Par ailleurs, les corrélations positives et significatives entre les ions HCO_3-Na et entre K-NO_3 qui se dissocient avec les autres traceurs salins, pourraient évoquer que d'autres processus géochimiques peuvent intervenir dans la minéralisation des eaux.

Les liens forts observés entre HCO_3-Na qui discriminent les eaux de la classe 2, pourraient être liés à la dissolution/précipitation de la calcite en formes de coquilles de mollusques ($CaCO_3$), aux réactions d'échanges ioniques de base ou d'hydrolyses des silicates. Ces phénomènes sont particulièrement déterminants dans les puits de JDieri et de Takhmbeut, dont les eaux sont enrichies en HCO_3 (avec des teneurs dépassant 250 mg/L) et en Na (dépassant 150 mg/L).

A l'opposé, les eaux qui constituent la classe 3 sont plutôt affectées par des contaminations en K-NO_3 qui sont de bons indicateurs de pollutions diffuses. Ce sont des éléments les plus courants amenés par les activités humaines qui contribuent à la minéralisation des eaux souterraines dans les dunes, notamment à Diamar, Lampsar et à Keur Demba Diam. Les eaux ont des teneurs en potassium supérieures à 20 mg/L et celles des nitrates dépassent largement les normes de l'OMS (120-380 mg/l). Cette situation pourrait être liée aux intenses activités domestiques autour des puits (lavages des ustensiles, abreuvage de bétail, etc.) et aux cultures de maraichages (oignons et légumes) à grandes échelles à Lampsar qui utilisent de quantités importantes de pesticides et d'engrais chimiques de type NPK (K-NO_3, de l'urée, etc.).

Il faut remarquer que ces différents processus de minéralisation, qui catégorisent les classes d'eau existantes, gardent toujours leur caractère prédominant après la saison pluvieuse dans les formations dunaires (Fig.53 c et d).

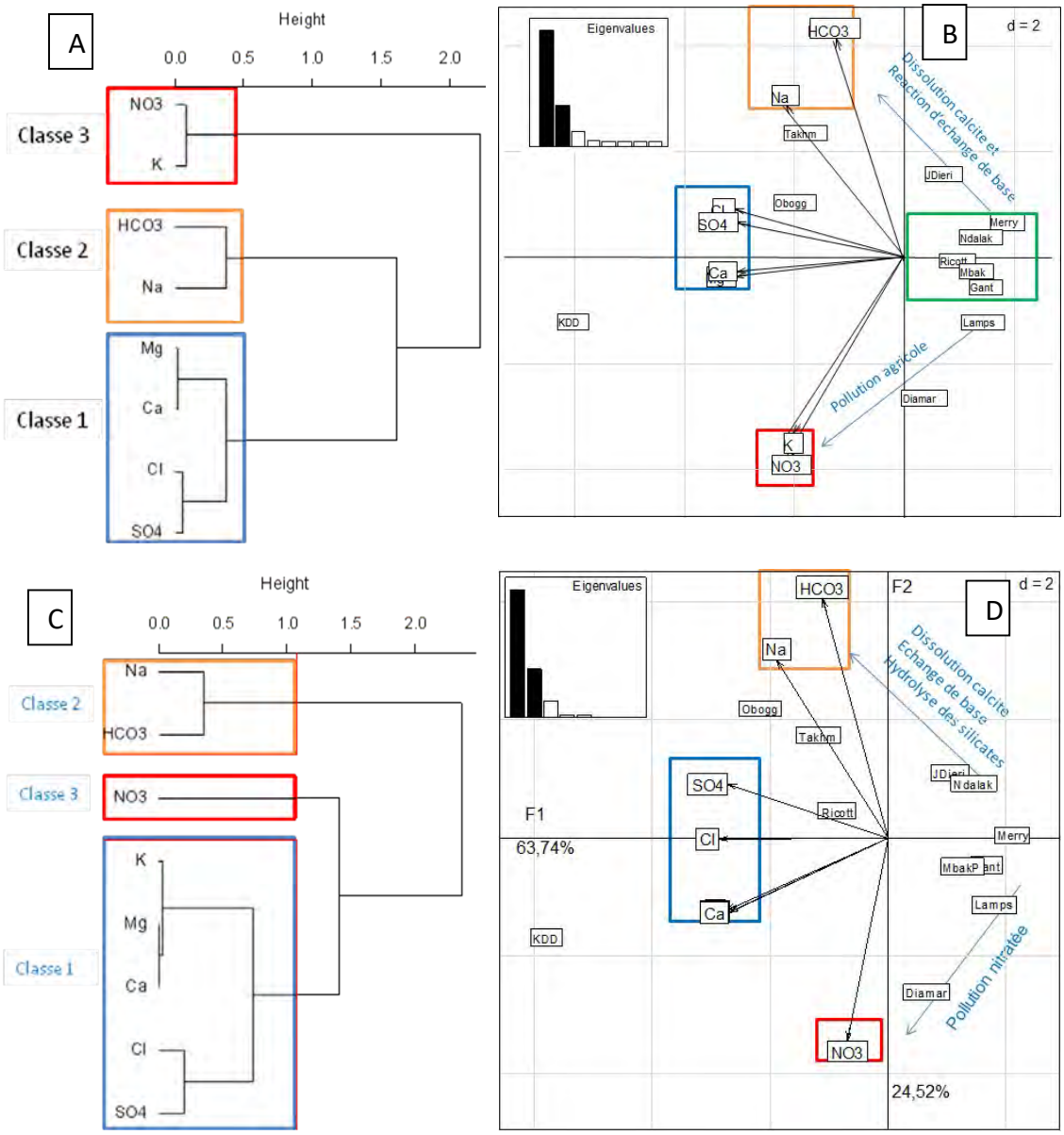


Figure 53*: Analyse en Composantes Principales (ACP) et Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) des eaux de la nappe des dunes dans le delta du fleuve (juillet, 2012 et décembre 2013)*

Conclusion partielle

L'usage des analyses statistiques multivariées (ACP, CHA et le Biplot) dans le traitement des données hydrochimiques, nous ont donné des indications sur la géochimie ou les processus géochimiques majeurs qui ont contribué d'une façon évidente à la composition et à l'évolution des eaux de surface et dans les différents réservoirs souterrains. Au niveau des eaux de surface, l'analyse a mis en évidence trois sources majeures de minéralisation : (1) une source naturelle (HCO_3-Ca-Mg) liée aux apports d'eaux permanents correspondant à la gestion des cotes de retenues ; (2) une source de contamination saline d'origine marine (eau de mer et dépôts salins) ; et (3) une probable source de contamination saline et nitratée résultant des activités anthropiques. Pour ce qui est des réservoirs d'eau souterraine, ces analyses statistiques ont

permis l'identification de deux principales sources de minéralisation : (1) une source représentée naturellement par les processus d'interaction eau-roche dominée par la dissolution des minéraux de sels évaporitiques, de minéraux carbonatés, des réactions d'échanges ioniques avec la matrice argileuse et des réactions d'hydrolyse des silicates, qui contrôlent majoritairement la minéralisation ; (2) et les processus de contaminations anthropiques si l'on tient compte de la corrélation des variables NO_3 et K. L'usage de ces analyses multivariées a permis d'envisager des hypothèses possibles sur les différents processus contrôlant la minéralisation des eaux, mais sans se prétendre de choisir une d'entre elles qui ne serait prédominante. C'est la suite de l'étude et en particulier l'approche géochimique qui permettra de trancher. Ainsi, dans le paragraphe suivant nous allons voir en détail à travers les études hydrochimiques classiques quels sont les processus géochimiques existants ou dominants dans les différents systèmes ? et de vérifier la validité des différentes hypothèses émises à partir des analyses statistiques multivariées.

IV.2 Etudes des processus géochimiques par les approches classiques

Introduction

L'étude des éléments dissous dans l'eau permet de mettre en évidence les différents processus de minéralisation, notamment les enrichissements naturels, anthropiques ou encore l'influence de l'eau de mer (BRGM, 2008). L'objectif de ce paragraphe est de décrire de façon plus détaillée, à travers les traitements hydrogéochimiques classiques, les processus géochimiques responsables de la minéralisation des eaux de surface et des eaux souterraines dans le delta du fleuve du Sénégal. Pour faciliter les interprétations, nous avons regroupé les eaux en fonction de leurs minéralisations, en trois groupes I, II et III. Le Groupe I est constitué par les eaux de minéralisation faible (650 µS/cm) regroupant toutes les eaux de surface et les eaux de la plaine en relation avec elles. Le Groupe II regroupe les eaux moyennement à fortement minéralisées (1000-5000 µS/cm), localisées dans les dunes et dans la plaine alluviale et le Groupe III constitue les eaux salées et hypersalées (>5000 µS/cm), localisées dans la plaine alluviale et dans les interdunes. Les interprétations ont été effectuées sur la base de diagrammes de classification et de concentrations des eaux, d'exploitation des rapports caractéristiques et binaires qui sont considérés comme des indicateurs de processus d'origine et de la qualité de l'eau (Philipe, 1996). Les traitements des données chimiques multitemporels (2005-2013) ont été éffectués à partir du logiciel Kaleigraph 4.0.

IV.2.1 Faciés chimiques des eaux

La projection des paramètres chimiques des eaux sur le diagramme de Piper (1944), a permis de mettre en évidence différents types de faciès chimique (Fig. 54).

Dans le groupe I, les eaux de surface présentent des faciès de type bicarbonaté calcique (HCO_3-Ca) dominant avec une évolution vers les pôles HCO_3-Na-Ca, HCO_3-Cl-Na et vers le pôle Na-Cl-HCO_3 au niveau des défluents localisés principalement en aval du fleuve (Djeuss, Mbabkhana fleuve). Les eaux souterraines de la plaine alluviale proche des axes hydrauliques présentent des faciès bicarbonatés dominant avec 20% des échantillons de type calcique et 80% de type mixte. Ces faciès sont précisément observés dans la partie nord-est dans le sous bassin du lac de Guiers, là où la nappe alluviale semi-libre échange probablement avec les axes hydrauliques. Dans ce secteur, les eaux de faibles minéralisations qui apparaissent souvent sous formes de faciès de type HCO_3-Ca (Ndombo) et HCO_3-Na-Ca (Ndiaréme puits, Mbilor, Keur Mbaye), reflètent parfaitement leur caractère mélangé avec les eaux de surface (HCO_3-Ca-Mg).

Dans le groupe II, les eaux de la plaine alluviale présentent des faciès chlorurés dominant avec 75% des échantillons de type sodique et 25% de type mixte. À l'intérieur du faciès Na-Cl, le contenu SO_4 peut augmenter définissant même des sous-faciès de type Na-Cl-SO_4 (Thiago, Téméye Salam, Nguenth, Tiadem). Par ailleurs, au niveau des formations dunaires les eaux prélevées indiquent, des faciès de type chloruré dominant, avec 9% de type calcique, 64% de type mixte et 27% de type sodique. Les eaux de faciès Na-Cl sont précisément observées au niveau des dunes de l'Ogolien (Lampsar, Ricott, JDieri et Merry). Les faciès apparemment plus évolués de type chloruré mixte où le calcium domine sont observés dans les terrasses marines (Ndialakhar, Gantour et Diamar). Il faut noter qu'en fonction du flux d'écoulement et de la lithologie (présence d'argile, abondance des coquilles, etc.), les faciès peuvent évoluer de manière progressive du type Na-Ca-Cl en Ca-Cl ou en Ca-Cl-HCO_3 type comme à Ndialakhar. Il faut noter aussi la présence des faciès Cl-NO_3 mixtes, qui caractérise les eaux souterraines affectées par la pollution nitratée. Ces eaux sont observées au niveau des amas dunaires proches de la côte où se développent les cultures de maraichage à grande échelle. Il s'agit des puits de Ricott et Mbakhana dont les valeurs de TDS sont relativement plus élevées (>1500 mg/L).

Dans le groupe III, les eaux souterraines prélevées dans les saumures de la nappe alluviale (ex: GA0001, GA0004, GA0119) et dans les interdunes (à Takhmbeut et Obogg) présentent essentiellement des faciès chimiques de type chloruré sodique dominant pouvant évoluer localement vers des faciès Cl-Na-Ca et Cl-Ca (à KDD et à Al khouss). Sur la figure 55, est représentée la distribution spatiale des faciès chimiques déterminés grâce au diagramme de piper, qui est particulièrement adapté à l'étude de l'évolution des faciès lorsque la minéralisation augmente ou bien pour comparer des groupes d'échantillons entre eux et indiquer les types de cations et anions dominants. L'analyse saisonnière des faciès chimiques montre que les eaux du groupe I évoluent légèrement vers le pôle HCO_3 mixte, mais avec un caractère plus enrichi en calcium et magnésium relevant leur mélange probable avec des eaux plus douces de type HCO_3-Ca-Mg. Cependant, les eaux du groupe II et III qui se rapprochent après la saison pluvieuse, du pôle chloruré sulfaté sodique indiquent, sans doute, la mobilisation de ces éléments contenus

dans les sels évaporitiques lors de l'infiltration des eaux vers les nappes, justifiées par des valeurs de conductivité plus grandes. C'est à partir de ces faciés chimiques que nous allons évaluer les processus géochimiques responsables de la minéralisation des eaux.

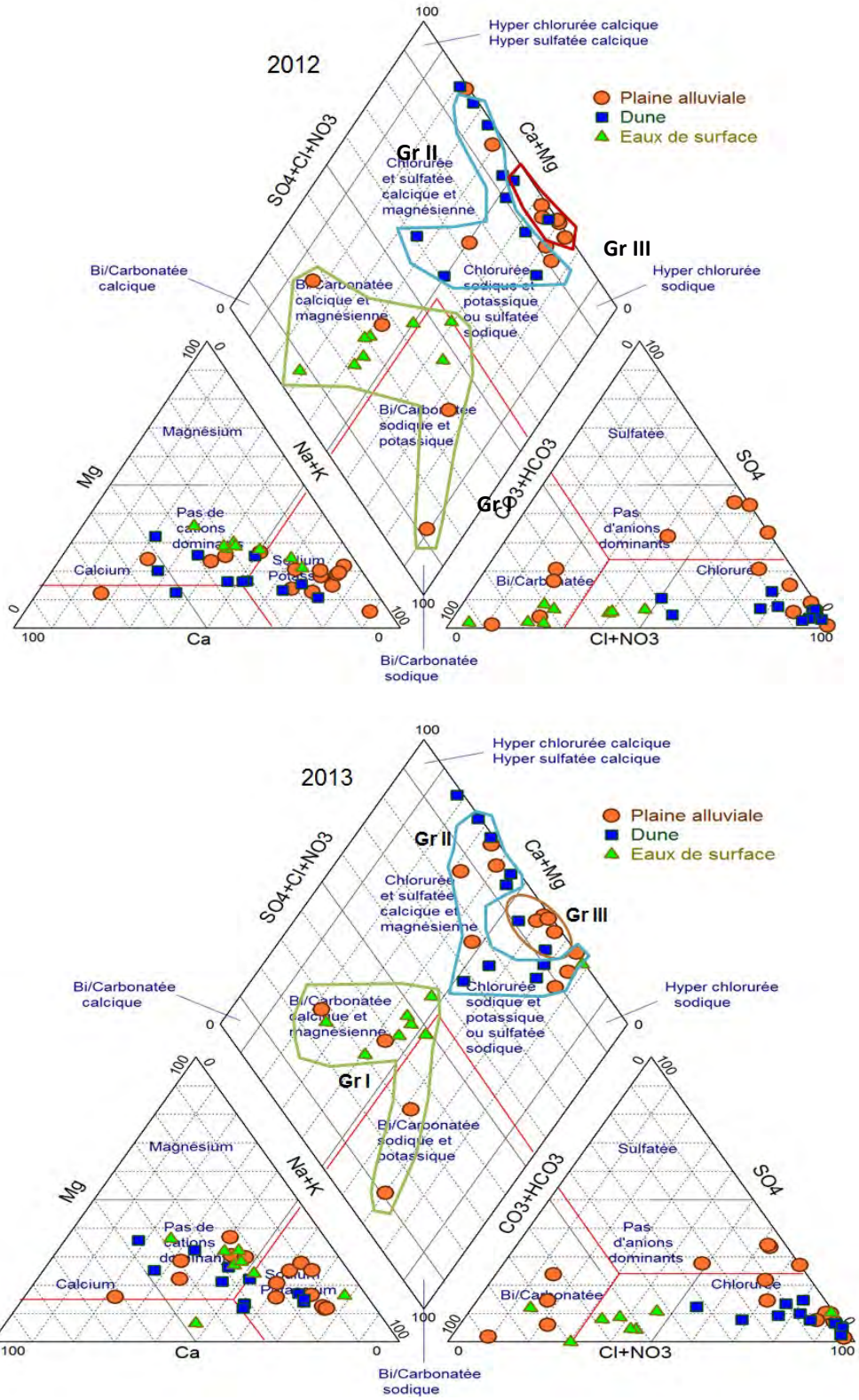


Figure 54 *: Représentation des faciès chimiques des eaux dans le delta du fleuve du Sénégal (A : saison sèche 2012 et B ; après saison pluvieuse 2013)*

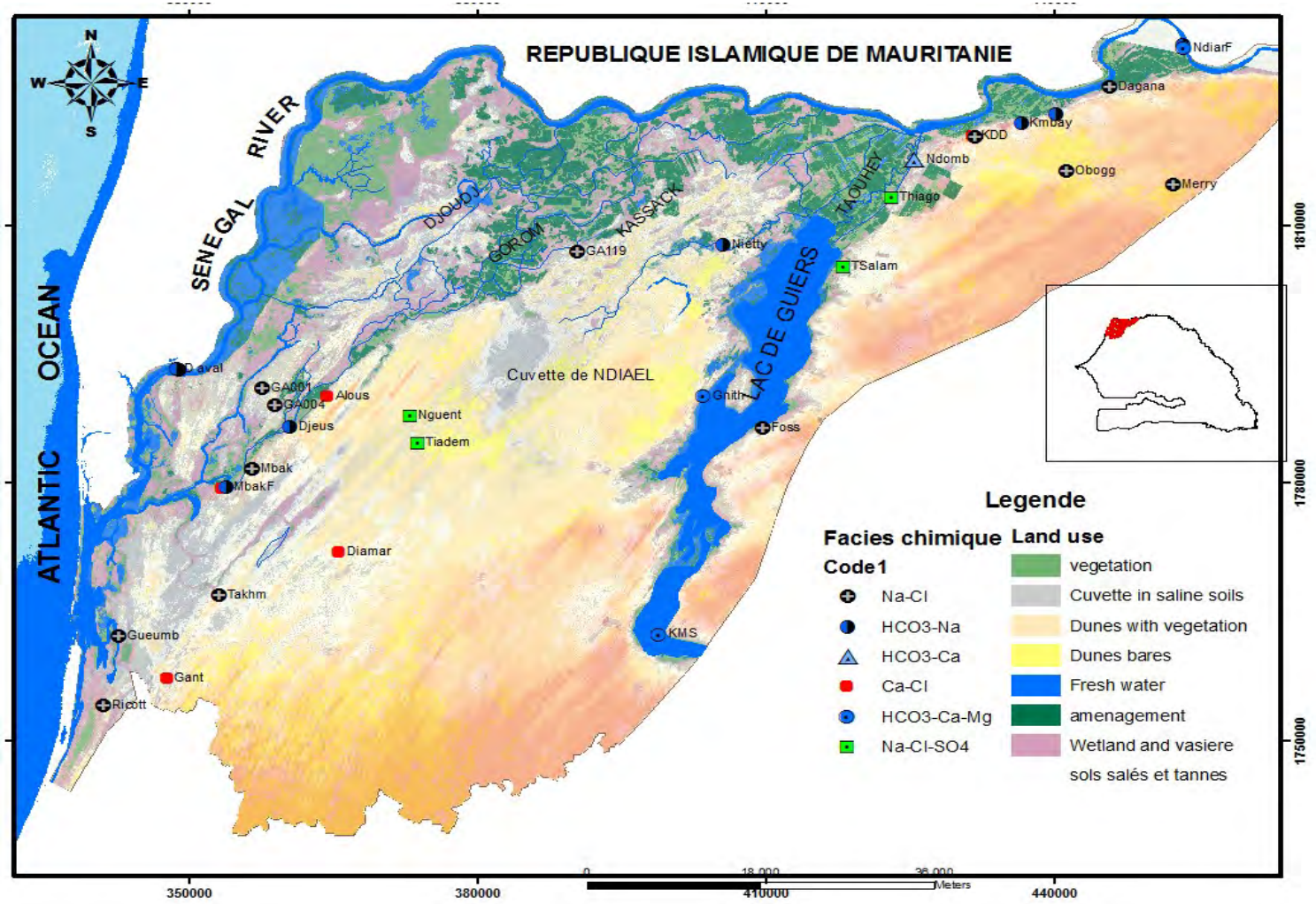


Figure 55*: Distribution spatiale des faciès chimiques des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve du Sénégal (A: juillet 2012*)

IV.2.2 Dissolution/Précipitation des minéraux

Pour comprendre l'évolution de la chimie des eaux dans les différents réservoirs souterrains du delta, une simulation à l'aide du code PHREEQ C (Parkhurst et Appelo, 1999) a été réalisée. Cette simulation a permis de calculer les indices de saturation (IS) et aborder la spéciation des minéraux. Ceci a permis d'évaluer l'état de saturation de l'eau qui contrôle le chimisme et l'état d'équilibre avec les phases solides (Appelo and Postma, 1996 ; Drever, 1997). L'indice de saturation (IS) du minéral par rapport à la solution est donné par l'équation (Eq IV.2) ci-dessous. Il a été calculé à partir du programme PHREEQ C implémenté dans le logiciel Diagramme :

$$IS_{\min eral} = \log_{10} \frac{IAP}{K_{\min eral}} \quad \text{(Eq IV.2)}$$

où $K_{minéral}$ est la constante d'équilibre du minéral, IAP est le produit des activités des ions composants le minéral. Compte tenu des erreurs relatives aux données analytiques, aux calculs des indices et aux mesures in situ du pH qui sont les plus souvent délicats, on peut établir dans le cadre de cette étude, que les eaux dont les valeurs d'Indice de Saturation sont comprises entre 0,5 et -0,5 comme étant saturées (en équilibre). Si les valeurs d'indices de saturation IS<-0,5, les eaux sont considérées comme sous-saturées vis-à-vis du minéral qui se dissout dans la solution et lorsque l'IS est > 0,5, l'eau est sursaturée vis-à-vis du minéral qui se précipite. L'interprétation thermodynamique a été réalisée en utilisant la simulation de la concentration des ions majeurs (Cl^-, SO_4^{2-}, HCO_3^-, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^+, K^+) sous l'effet de l'évaporation isotherme (25°C) par le logiciel thermodynamique « PHREEQCI 2.8 ». Cette simulation montre que les eaux prélevées particulièrement dans le groupe III, sont saturées voire sursaturées en calcite, en aragonite et en dolomite, les eaux du groupe II sont saturées au niveau des terrasses marines et sous-saturées dans les autres secteurs vis-à-vis de ces minéraux carbonatés au même titre que les eaux du groupe I (Tableau 18). Ce tableau indique que pratiquement toutes les eaux sont sous-saturées vis-à-vis des minéraux évaporitiques (halite, gypse et anhydrite). Seules, les eaux hypersalées du groupe III (GA0001, GA0004, GA0119 et Témèye Salam), sont en équilibre ou légèrement saturées vis-à-vis des minéraux de gypse et d'anhydrite. Comme que la proportion des carbonates dans l'eau est régie en grande partie par les réactions de dissolution de la calcite, de la calcite magnésienne et de la dolomite, elles-mêmes dépendantes de la diffusion du CO_2 atmosphérique dans l'eau (Apello et al, 1997), les teneurs en HCO_3, Ca et Mg sont mis en relation avec les IS calcite, IS aragonite et IS dolomite) dans la figure 56. Ces graphes indiquent de très bonnes corrélations, qui suggèrent le rôle important que jouent les processus de dissolution des minéraux carbonatés dans la minéralisation des eaux souterraines.

Toutefois, dans le Groupe III, les eaux sursaturées vis-à-vis de ces minéraux carbonatés présenteraient plus une tendance à la précipitation. Cependant, au niveau des terrasses marines à cause de la forte présence des coquilles calcaires ensevelies dans les sédiments, les eaux à travers

les réactions de dissolution de la calcite ($CaCO_3+H_2CO_3 \leftrightarrow Ca^{2+}+2HCO_3$), sont proches de l'équilibre ou légèrement saturées.

Tableau 18 : Calcul des valeurs des IS dans les eaux souterraines du delta du fleuve

Libellé	ID Ouvrage	Aquifére	Anhydrite	Aragonite	Calcite	Dolomite	Gypsum	Quartz	Halite	TDS (mg/L)
Gr I	Ndiaréme	Pl alluv	-5,18	-1,65	-1,51	-2,76	-4,99	0,3	-8,23	158
	Mbilor	Pl alluv	-3,57	-2,15	-2,01	-3,08	-3,37	0,79	-7,5	322
	Kmbaye	Pl alluv	-3,21	-2,17	-2,03	-4	-3,01	0,84	-8,25	214
	Ndombo	Pl alluv	-2,64	-0,13	0,01	-0,58	-2,43	1	-7,53	587
	Thiago	Pl alluv	-2,76	-2,66	-2,51	-4,79	-2,56	0,96	-7,6	297
Gr II	Dagana	Pl alluv	-1,65	-1,41	-1,27	-2,57	-1,45	1,12	-5,85	1246
	Nguenth	Pl alluv	-1,78				-1,56	1,08	-5,56	1223
	Tiadem	Pl alluv	-1,62				-1,41	1,09	-5,48	1537
	Gueumbeul	Pl alluv	-1,84	0,36	0,5	1,08	-1,64	0,35	-4,76	2503
	Gantour	Dunes	-2,31	-3,62	-3,48	-6,97	-2,11	0,56	-5,76	1007
	Ricott	Dunes	-1,78	-0,46	-0,32	-0,75	-1,57	0,47	-5,67	1082
	Merry	Dunes	-2,64	-1,28	-1,14	-2,06	-2,45	0,96	-6,75	509
	JDieri	Dunes	-2	-0,16	-0,02	-0,02	-1,8	0,93	-5,13	1780
	Diamar	Dunes	-1,99	-3,07	-2,93	-6,11	-1,79	0,52	-6,22	930
	Ndalakhar	Dunes	-2,49	0,6	0,74	1,04	-2,29	0,5	-6,67	591
	Mbakhana	Dunes	-2,26	-1,59	-1,45	-3	-2,05	0,58	-5,8	869
	Lampsar	Dunes	-2,89	-2,58	-2,44	-5,06	-2,68	0,43	-6,44	542
Gr III	GA119	Pl alluv	-0,65	-0,05	0,09	0,48	-0,47	0,99	-3,05	20791
	T Salam	Pl alluv	-0,28	0,65	0,79	1,57	-0,09	0,98	-4,31	9668
	Foss	Pl alluv	-1,09	0,21	0,35	1,06	-0,89	0,35	-4,26	5670
	GA001	Pl alluv	-0,59	-0,05	0,09	0,85	-0,41	0,55	-2,59	33968
	Al khous	Pl alluv	-1,35	0,32	0,46	0,77	-1,14	0,51	-3,89	11932
	GA004	Pl alluv	-0,5	0,21	0,34	1,43	-0,35	0,81	-2,42	41208
	Obogg	Inter-dunes	-1,34	-0,46	-0,32	-0,5	-1,15	0,8	-4,14	5249
	KDDiam	Inter-dunes	-0,88	0,31	0,45	0,93	-0,68	1,15	-4,24	8735
	Takhmbeut	Inter-dunes	-1,34	0,34	0,48	0,83	-1,13	0,98	-4,18	5690

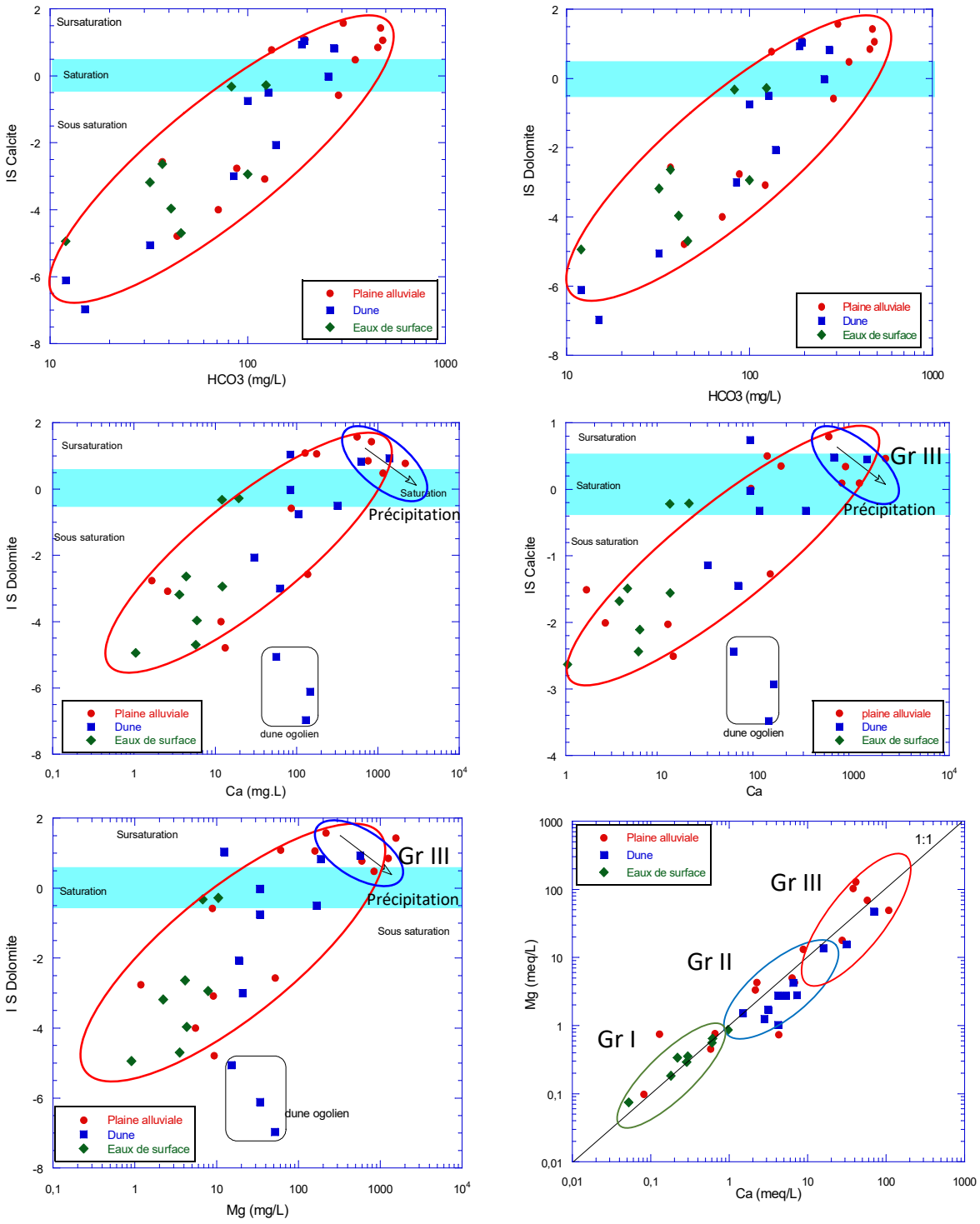


Figure 56*: Relation IS calcite vs. HCO_3(a), IS dolomite vs. HCO_3 (b), IS dolomite vs Ca (c), IS calcite vs. Ca (d), IS dolomite vs Mg (e), IS calcite vs. Mg (f) dans les eaux de surface et souterraines du delta du fleuve Sénégal*

Le rapport Ca/Mg est utilisé, pour avoir des indications sur l'origine des ions alcalino-terreux dans les eaux. Sur le graphe Ca vs Mg (Fig.56 f), de bonnes corrélations sont observées dans les différents groupes où les échantillons sont proches de la droite 1/1. En effet, l'augmentation des

teneurs en magnésium associée à celles du calcium justifie la contribution commune de la dissolution des minéraux de la calcite et de la dolomite qui contrôlent en quelque sorte la solubilité du Ca^{2+} et du Mg^{2+} dans les solutions souterraines. Les déviations observées par rapport à la droite 1/1, dans certains échantillons, pourraient être liées respectivement à la (1) contribution plus importante de la calcite, en forme de coquille, très abondante dans les sédiments du Nouakchottien de la nappe alluviale et dans les terrasses marines des formations dunaires (Ca/Mg>1), mais aussi (2) aux précipitations des ions Ca ou à la dissolution incongruente de la dolomite particulièrement dans les eaux hyper salées du groupe III (GA0001, GA0004, GA0119 et Témèye Salam) qui présentent un état dans lequel la minéralisation totale est maximale et que les minéraux les plus réactifs comme la calcite sont arrivés à la sursaturation et se précipitent (Mg/Ca>1). En principe, les réactions de dissolution de la dolomite devraient impliquer la relation suivante : $mCa+mMg \approx mHCO_3$ (Apello et al, 1996). Suivant les conditions du milieu, la dolomite peut se dissocier entièrement, on parle de réaction congruente (équation IV.5) ou en partie dans le cas de la réaction incongruente (équation IV.6) selon les équations suivantes :

$$CaMg(CO_3)2 + 2H_2CO_3 \leftrightarrow Ca^{2+} + Mg^{2+} + 4HCO_3^- \text{ Équation IV.5}$$

$$CaMg\,(CO_3)2 + H_2CO_3 \leftrightarrow CaCO_3\,(s) + Mg^{2+} + 2HCO_3^- \text{ Équation IV.6.}$$

Les graphes Ca vs HCO_3 et Ca+Mg vs HCO_3 (Fig.57), montrent que certains échantilllons du groupe II (Merry, J Diery, Ndialakhar et Thiago) et du groupe I (Ndombo et Keur Mbaye) sont sur la droite 1/1. Ils confirment ainsi le rôle majeur que peut jouer la dissolution des minéraux carbonatés dans la minéralisation et le contrôle systématique de la solubilité du Ca^{2+} et du Mg^{2+} dans les eaux. Cependant, ces processus ne semblent pas être significatifs dans les autres échantillons qui se trouvent respectivement en dessous (groupe I : Ndiaréme et Mbilor très proche du fleuve), et au-dessus (groupes II et III) de la droite 1/1. Donc, il faut envisager que l'excès d'ions alcalino-terreux observés dans ces échantillons pourrait être le résultat de la contribution des minéraux d'anhydrite et de gypse puis que ces eaux sont sous-saturées et saturées vis-à-vis de ces minéraux. La dissolution de ces minéraux favorise le plus souvent une libération simultanée du SO_4, du Ca mais aussi du Mg car le gypse renferme toujours une proportion plus ou moins élevée en magnésium (Schoeller, 1962). Ainsi, sur la figure 58, est représenté les concentrations en Ca et SO_4 en fonction des IS gypse et IS anhydrite. Ces graphes montrent de bonnes corrélations et indiquent que la dissolution des minéraux de gypse et d'anhydrite ($CaSO_4+H_2CO_3 \leftrightarrow Ca^{2+}+SO_4^{2-}+2HCO_3^-$ (Équation IV.7)) participe également à la minéralisation et au contrôle de la solubilité du Ca^{2+} et du Mg^{2+} dans les eaux.

Dans la plaine alluviale, certains échantillons présentent des appauvrissements de Ca et Mg par rapport aux ions SO_4, qui pourraient être liés probablement aux processus d'oxydation de la pyrite ou aux réactions de dissolution incongruente des minéraux de gypse magnésien ($CaSO_4+H2CO_3 \leftrightarrow CaCO_3(s)+SO_4^{2-}+2H^+$ (Équation IV.8)) qui conduisent à la libération des ions

sulfates par suite de la suppression du calcium ou du magnésium notamment dans les eaux des groupes II et III qui sont saturées vis-à-vis des minéraux carbonatés (Fig.58 c et d).

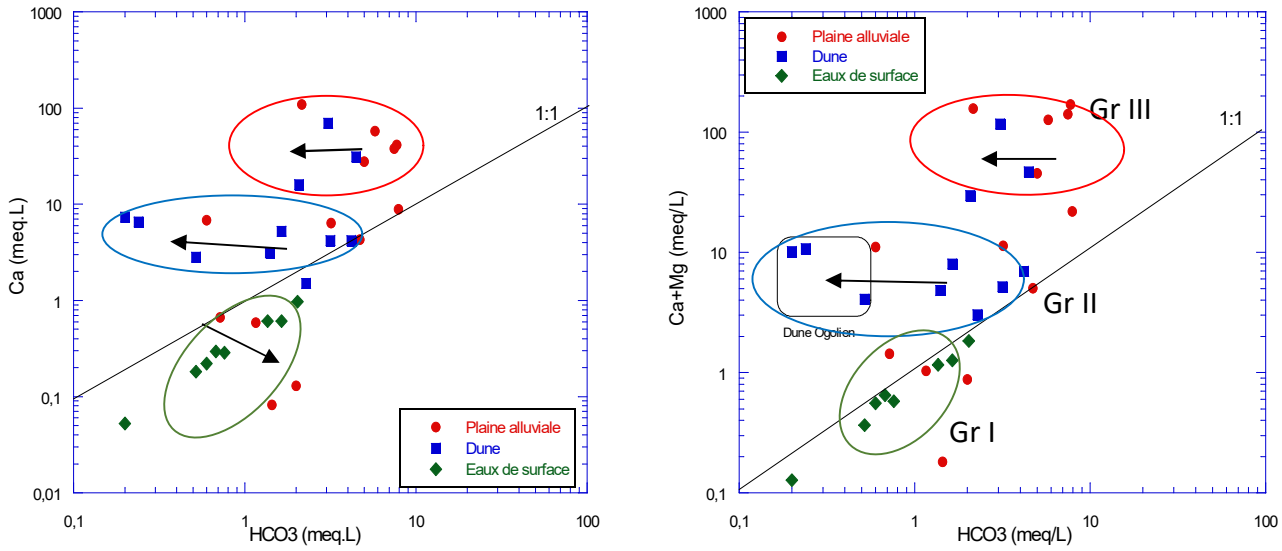


Figure 57*: Relation HCO_3 vs. Ca(a) et HCO_3 vs. Ca+Mg(b) dans les eaux de surface et souterraines du delta du fleuve Sénégal.*

Les diagrammes Ca+Mg vs SO_4 et Ca+Mg vs SO_4+HCO_3 représentés en milliéquivalent par litre (Fig. 58 e et f), indiquent que ces processus de dissolutions des minéraux de gypse, d'anhydrite et carbonatés constituent un des mécanismes dominant dans la minéralisation de la plupart des eaux du groupe II (droite 1/1). Toutefois, les enrichissements importants de Ca et Mg observés dans certaines eaux du groupe II des dunes de l'Ogolien (Merry, Jdiery, Ndialakhar) et dans les eaux du groupe III suggérent la diversité de leurs sources dans les eaux. Ils indiquent que la quantité des ions alcalino-terreux dans ces solutions n'est pas uniquement contrôlée par les processus de dissolution/précipitation de la calcite ($CaCO_3$), de la dolomite (Ca-$Mg(CO_3)2$) et éventuellement du gypse (Ca-SO_4). Elle peut être aussi associée à d'autres phénomènes tels que les réactions d'échanges ioniques et d'hydrolyse des silicates qui peuvent également intervenir dans les phases de contrôle des ions alcalino-terreux dans les solutions.

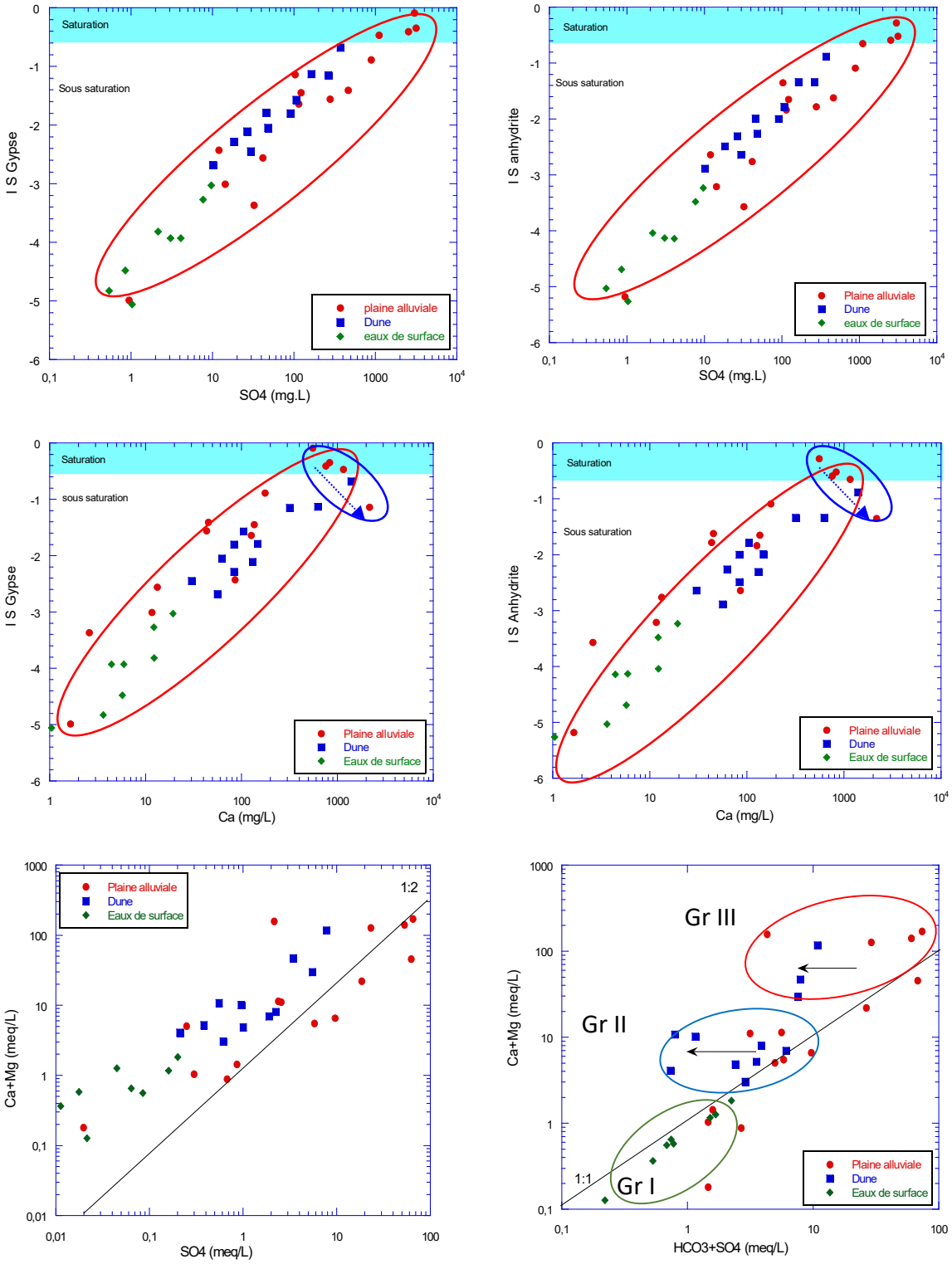


Figure 58*: Relation IS gypse vs. SO_4(a), IS Anhydrite vs. SO_4(b) IS gypse vs. Ca(c), IS Anhydrite vs. Ca(d), SO_4 vs. Ca+Mg(e)et HCO_3+ SO_4 vs Ca+Mg (f) dans les eaux de surface et souterraines du delta du fleuve Sénégal*

IV.2.3. Identification des processus de salinisation par les outils géochimiques

IV.2.3.1 Processus de salinisation dans les eaux de surface

Plus de la moitié des fleuves majeurs du monde ont été sérieusement affectés par des phénomènes d'appauvrissement (réduction de l'écoulement naturel) et de pollution qui se traduisent souvent par une menace sur la santé et les conditions de vie des populations qui en dépendent pour la consommation en eau et l'irrigation (Venghosh, 2004). Dans le delta, le changement naturel du régime hydrologique du fleuve avec la construction des barrages antisel de Diama en aval et hydro-électrique de Manantali en amont, a favorisé la perturbation de l'équilibre des sels naturels dans l'hydrosystème fluvio-lacustre. Pour le traçage des sources de salinité, l'analyse des rapports caractéristiques des échantillons d'eaux de surface (Na/Cl, Na/SO_4, SO_4/Cl, Br/Cl et B/Cl) a été utilisée. Dans l'ensemble, ces ratios montrent que les eaux de surface sont pour la plupart plus enrichies que l'eau de mer (Tableau 19). Ces enrichissements en ions Na, Cl, SO_4, Br, B dans les eaux, pourraient probablement être associés à la modification du régime d'écoulement naturel des sels du fleuve vers l'océan ou aux apports très minéralisés des rejets des eaux de drainage des cultures irriguées du fait des lessivages des sols avec une mise à contribution des matériaux évaporitiques très présents dans le système fluviolacustre. L'irrigation massive, dans le delta du fleuve Sénégal, peut donner aussi lieu à la formation de flux de retour agricole salins qui peuvent localement se mélanger avec les eaux souterraines salines peu profondes avant d'être rejetées dans les axes hydrauliques. Ainsi, ces rejets d'eaux de colatures agricoles qui peuvent interagir avec les dépôts d'évaporites du milieu peuvent être invoquée pour expliquer l'augmentation parallèle des rapports successifs de Na/Cl, Br/Cl, SO_4/Cl et de B/Cl dans les eaux (Philipps et al., 2002).

Suivant l'occurrence de ces phénomènes, on peut même assister à une augmentation d'un facteur six (6) du taux de salinité dans les défluents du fleuve. Ces cours d'eau secondaires semblent être les plus affectés par ses processus de salinisation (par exemple Mbakhana fleuve, Djeuss, lac de Guiers, etc.), du fait de leur fonctionnement hydrodynamique très dépendant du régime du fleuve, de leur géométrie, mais également du climat caractérisé par des fortes reprises évaporatoires (2500 mm/an surtout au niveau du lac).

Par ailleurs, depuis l'application de la gestion artificialisée du fleuve avec des côtes limnimétriques maintenues entre 150-250 cm, les apports d'eau naturelle du système fluvio-lacustre ont considérablement augmenté. Ce qui a entraîné une extension importante des plans d'eau douce, par conséquent une quasi homogénéisation des faciès de type HCO_3-Ca et une variation de la salinité qui dépendent exclusivement des phases des gestions opérationnelles de la côte de retenue et de la fonctionnalité des cours d'eau.

Tableau 19 : *Représentation des rapports caractéristiques des eaux de surface prélevées dans le delta du fleuve Sénégal (en juillet, 2012)*

ID	Nom	Na/Cl	Na/SO_4	Ca/HCO_3	Mg/HCO_3	Br/Cl	B/Cl	SO_4/Cl	Ca/SO_4
Fleuve	Ndiareme Fleuve	3,21	5,29	0,11	0,07	0	0,05618	0,60	6,72
	Mbakhana Fleuve	1,07	11,08	0,12	0,07	0,0045	0,01704	0,09	6,76
	Djeus	0,82	4,61	0,14	0,10	0,0040	0,01867	0,17	1,93
	Diama amont	0,94	4,73	0,08	0,07	0,0019	0,13926	0,19	1,02
	Diama aval	0,79	4,36	0,12	0,11	0,0044	0,00575	0,18	1,07
Lac	Nietty Yone	1,33	9,24	0,12	0,07	0,0026	0,00803	0,14	5,68
	Gnith	1,09	2,05	0,14	0,08	0,0041	0,01584	0,53	1,57
	Keur Momar Sarr	1,03	2,75	0,15	0,08	0,0038	0,00699	0,37	2,00
Océan	Eau de mer	0,86	3,98	2,85	9,08	0,0015	0,00024	0,12	0,36

IV.2.3.2 Processus de salinisation des eaux souterraines

La salinité des eaux souterraines est contrôlée par les sources des sels dissous et par les processus qui affectent subséquemment la composition initiale de certaines solutions. D'après Venghosh et al, (1994) et Kloppmann et al, (2001), les processus de salinisation des eaux peuvent être d'origine naturelle (géogénique), liée à la paléosalinité sédimentaire, aux intrusions salines, aux écoulements d'eaux salines provenant des couches aquifères adjacentes ou sous-jacentes ou sont induits par les contaminations anthropiques directes ou indirectes (fuite ou recharge des eaux usées, irrigation avec des eaux usées, retour des flux agricoles, etc.). Dans les milieux dynamiques, la composition originale de la source saline évolue sous l'effet des interactions eau-roche et peut être modifiée par mélange avec différents types d'eaux souterraines, par évaporation et par absorption sélective de certains éléments (Fontes et al., 1991). La détermination de l'origine des solutés dans les eaux souterraines et les contrôles sur les variations de salinité est devenue cruciale pour comprendre les processus géochimiques (Cartwright et al., 2006) en vue de gérer ou d'élaborer les modèles de prédiction et de remédiation des ressources en eaux. D'après certains auteurs, le traçage des sources de salinité est souvent basé sur l'hypothèse selon laquelle la composition chimique de la source saline originale est préservée durant les processus de salinisation. Les sources de salinité peuvent être discutées par référence aux variations chimiques en relation avec les concentrations des éléments considérés comme conservatifs (ions chlorure et bromure qui ne précipitent pas, qui n'échangent pas avec la matrice ou précipitent difficilement) et avec les concentrations des éléments non conservatifs (ions majeurs et bore).

IV.2.3.2.1. Dissolution des minéraux évaporitiques (Halite et gypse)

L'origine de la salinité des eaux souterraines et ses caractéristiques géochimiques ont été approchées par les ions chlorure (Cl) et sodium (Na) considérés comme d'excellents marqueurs

de salinité. Les principales sources de chlorure dissous dans les solutions salines des bassins sédimentaires sont souvent issues des chlorures dissous piégés au moment du dépôt des sédiments, des chlorures obtenus par le reflux subaérien des saumures de surface évaporées, des chlorures dérivés de la dissolution des minéraux de surface principalement la halite et les aérosols marins (Kharaka and Hanor, 2004). Reportées dans le diagramme Na vs. Cl (Fig.59), les données analytiques montrent que la majorité des eaux définit une bonne corrélation linéaire et s'aligne sur la droite de mélange idéale entre les masses d'eaux douces/d'eaux d'origine marine qui pourrait correspondre à la dilution ou concentration d'une source de salinité unique. Il est avantageux de corréler les données sur une échelle bilogarithmique quand il existe de larges gammes de salinité. Dans ce cas, la dilution des eaux salines par des eaux de salinité négligeable ou faible est décrite par une tendance linéaire proche de la droite de l'eau de mer vers le bas. La concentration par évaporation des solutions dans lesquelles la saturation n'est pas atteinte suit aussi cette droite de l'eau de mer dans la direction opposée (Fig.59). Les solutés qui sont liés aux différentes sources marines (saumures résiduelles ou secondaires, aérosols marins, etc.) de même que les groupes d'eaux salées et douces, peuvent être clairement identifiés dans ce type de diagramme. Toutefois, les légères déviations constatées dans ces groupes d'eaux pourraient être liées à la mise en solution ou à l'absorption de ces éléments dans les eaux, accompagnant ces processus de salinisation.

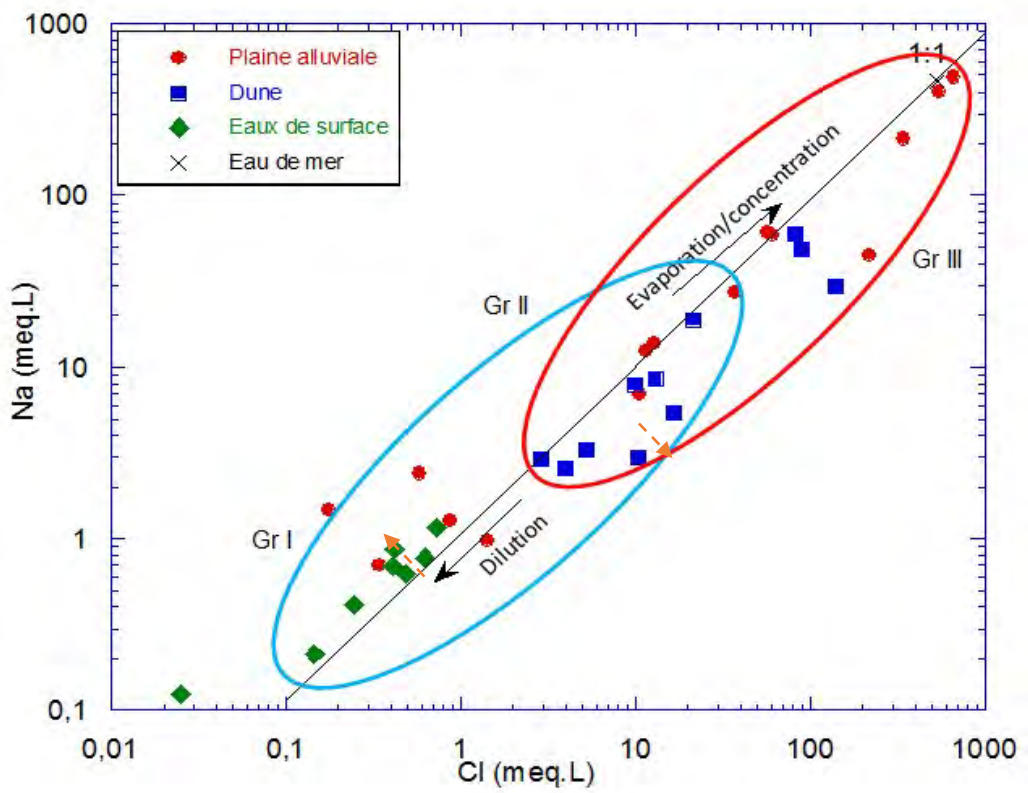
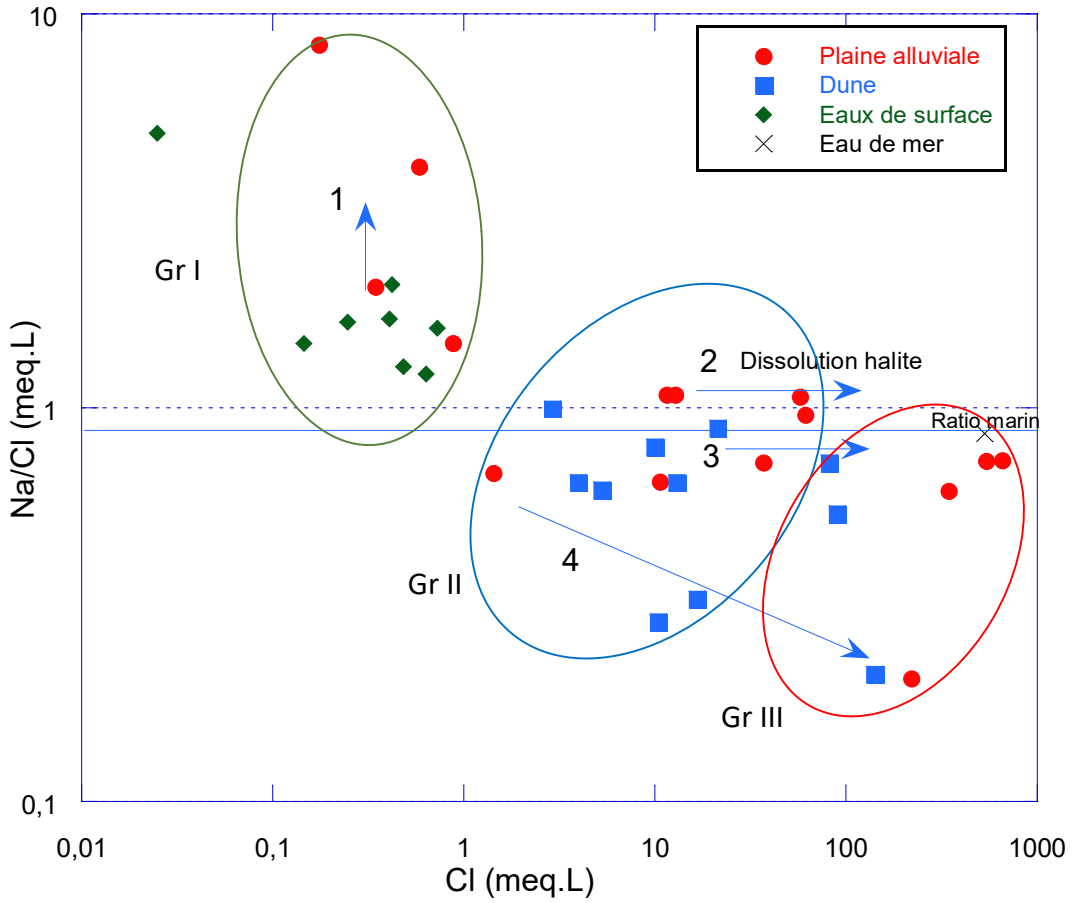


Figure 59: *Relation Na vs. Cl, (exprimée en meq/L) des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal*

C'est ainsi que le ratio Na/Cl, qui est un bon indicateur pour identifier l'origine des mélanges convectifs/diffusifs des solutions salines, mais surtout l'efficience des processus associés à la salinisation en particulier des réactions d'échanges de base, a été appliqué (Fig.60).



**1 : Réaction d'échange de base ou hydrolyse des silicates ; *2: dissolution des minéraux de la halite; *3: Evaporation ; *4: réaction d'échange inverse ou contamination chlorée).*

Figure 60*: Relation Na/Cl vs. Cl (b), (en meq/l) des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal*

Cette figure montre que les ratios élevés (Na/Cl), observés dans le **Groupe I** (eaux de surface et eaux souterraines en relation avec ces axes hydrauliques), pourraient être associées aux réactions d'échange avec la matrice argileuse avec libération de Na^+ dans la solution et absorption de Ca^{2+}/Mg^{2+} (Apello et Postma, 1993). Mais ces ratios élevés pourraient être aussi liées aux réactions d'altérations des minéraux silicatés dépendantes des conditions de l'hydrolyse de ces minéraux et de la production active du CO_2 dans les sols subtropicaux (Fontes et al., 1991), décrites, pour l'exemple de l'albite, par les équations suivantes :

$$NaAlSi_3O_8 + 4H^+ + 4H_2O : Na^+ + Al^{3+} + 3H_4SiO_4 \text{ (éq.IV.9)},$$

$$NaAlSi_3O_8 + 8H_2O + CO_2 : Na^+ + HCO_3 + 3\,Si(OH)_4 + Al(OH)_3 \text{ (éq.IV.10)}.$$

De telles réactions qui se produisent lors de l'altération chimique dans la zone non saturée, peuvent être importantes dans le contrôle de la chimie des eaux infiltrantes dans la plaine alluviale où elles peuvent participer à l'enrichissement en ions sodium, bicarbonate et en silice des solutions souterraines diluées. À l'inverse, les faibles ratios Na/Cl, sont observés dans le groupe II (eaux plus ou moins minéralisées prélevées dans la plaine alluviale et dans les dunes) et dans le groupe III (eaux hypersalées de la plaine alluviale et des interdunes). Ces ratios pourraient être liés à la réactivité de ces ions Na^+ dans la zone non saturée qui sont souvent absorbés au niveau des sites négatifs des minéraux argileux ou des oxydes. Ce processus géochimique attribué aux réactions d'échanges de base inverse avec libération des ions Ca^{2+} et Mg^{2+} surtout dans les saumures (Apello et Postma, 1993), prend souvent effet, lorsque la capacité des ions échangeables des minéraux argileux est limitée (Stigter et al. 1998) ou lorsque les sites d'échanges des minéraux argileux sont saturés pour ces réactions d'échanges ioniques de base (Vengosh and Karen, 1996). De plus, dans le delta qui est une zone à forte vocation agricole, le faible ratio Na/Cl des eaux pourrait être alternativement dérivée des possibles apports en ions Cl, qui peuvent provenir des contaminations anthropiques liées en particulier aux activités humaines autour des puits ou à l'usage abusif des fertilisants agricoles chlorés ou des pesticides organochlorés (Fetter, 1993). Ainsi, ces types de contaminations pourraient être la principale source de dispersion de ces points au sein de ce pôle (ratio Na/Cl faible), en particulier, dans les dunes de l'ogolien (Diamar, Gantour, etc.) qui sont plus exposées aux pratiques agricoles (maraîchage à grande échelle) et dans les interdunes (ex Keur Demba Diam) qui sont apparemment les plus sensibles aux contaminations directes provenant des activités domestiques. Cependant, les ratios Na/Cl qui sont proches du ratio océanique (Na/Cl=0,86) avec des concentrations de Cl de plus en plus croissants, observés aussi bien dans les eaux des groupes II et III, indiquent les effets de mélanges avec l'eau de mer et de l'évapotranspiration qui jouent un rôle important dans l'augmentation de la salinité. Ceci, probablement au même titre que les processus de dissolution des sels évaporitiques résultants des minéraux d'halites (Na/Cl=1) qui ont été déposés, sans doute, par les remontées marines récurrentes sur le long du fleuve. Ce constat a été conforté par les études paléogéographiques dans la région qui ont successivement démontré la mise en place de sédiments qui avaient piégé de l'eau de mer lors de leur dépôt qui date actuellement des milliers d'années. Ainsi, au cours de leur évolution les minéraux halites originaux auraient presque certainement été retiré ce qui fait que la salinité actuelle pourrait être attribuée en partie aux saumures résiduelles. Par conséquent, il faut supposer que toute halite présente dans le delta est susceptible d'avoir été récemment déposée dans la zone non saturée par les remontées marines récurrentes qui se sont produites généralement en période d'étiage, et ont continué à se produire, jusqu'à une époque récente (ce phénomène a probablement cessé depuis la mise en service du barrage de Diama). Ces processus de dissolution des minéraux de l'halite

semblent être particulièrement prédominants dans le bassin du lac de Guiers notamment à Foss, à Témèye Salam et à Thiago. Ce ratio Na/Cl=1 peut être également dérivé de l'eau de mer piégée dans les sédiments anciens du delta, qui a subi localement des processus d'évaporation/concentration (évoluant en circuit fermé). C'est le cas de Nguenth et de Tiadem (dans la plaine alluviale) et de Merry et de JDiery (dans les dunes de grandes profondeurs). Il faut rappeler que les épisodes successifs d'évaporation/d'humidité très connue dans les environnements arides marqués par l'alternance des saisons sèches et humides, impliquent parfois une précipitation complète des sels dissous en conditions arides et une dissolution subséquente des sels solubles lorsque les conditions deviennent plus humides. Ce sont ces phénomènes qui sont à l'origine de la première phase de salinisation des eaux dans le delta, déterminant la composition ionique initiale de ces solutions salines qui peuvent évoluer dans le milieu. C'est ainsi que les ratios des autres traceurs salins tels que les SO_4, Ca, Mg et K en rapport avec les chlorures ont été analysés (Fig.61). Les diagrammes montrent de bonnes corrélations positives et significatives entre ces éléments. La dispersion des eaux à travers les droites de dilution/concentration permet de discuter de l'évolution des éléments. Les ratios SO_4/Cl, Ca/Cl, Mg/Cl et K/Cl souvent plus importants, que celui de l'eau de mer, pourraient être probablement le résultat de la contribution d'autres processus géochimiques internes ou des variations locales de la lithologie qui peuvent favoriser une distribution inégale de ces ions dans la zone non saturée des aquifères. Les enrichissements en ions calcium (Ca), magnésium (Mg), sulfates (SO_4) (Fig.61), et aussi en ions bicarbonates (HCO_3), observés dans les eaux par rapport aux ions Cl, pourraient être associés aux possibles apports provenant de la dissolution des minéraux de la calcite (en formes de coquilles), des minéraux carbonatés très présents dans le milieu deltaïque mais aussi des réserves en calcium et en sulfates (SO_4) provenant du gypse des dépôts marins anciens. Les apports élevés de ces éléments pourraient aussi évoquer la contribution des pratiques agricoles qui introduisent des amendements calciques ou dolomitiques (OMVS, 2013), pour fournir souvent Ca-Mg pour la croissance des plantes et pour neutraliser les sols salés (Bolke, 2002).

Les diagrammes SO_4 vs cations (Fig.62) montrent également de bonnes corrélations entre ces éléments qui indiquent la mise en solution des minéraux évaporitiques dans les eaux autres que celle des minéraux de l'halite. Cependant, les teneurs en sulfates élevées notées sur certains échantillons en particulier au niveau des eaux de la plaine alluviale, pourraient être liées à l'oxydation des sulfites, à la dissolution de poussières désertiques riches en gypse dans les masses d'air ou des aérosols marins qui sont connus avec leurs teneurs enrichies en sulfates (Fontes et al., 1991). Elle pourraient être aussi liés à la dissolution dans l'eau, des minéraux sulfurés comme la pyrite, mise en place dans les sédiments du delta par une ancienne végétation de mangrove, selon les équations suivantes (Droubi et al., 1976) :

$$FeS_2 + 14Fe^{3+} + 8\ H_2O: 15\ Fe^{2+} + SO_4^{2-} + 16H^+ \text{ (Équation IV.11);}$$

$FeS_2 + 7/2\ O_2 + H_2O: Fe^{2+} + 2SO_4^{2-} + 2H^+$ (Équation IV.12).

Ce phénomène d'oxydation de la pyrite peut être particulièrement suspecté dans les eaux très acides de Nguenth et de Tiadem dont les valeurs de pH sont respectivement de 2,9 et 3,3. À ces composés sulfatés d'origine naturelle, il peut s'y ajouter ceux produits par les activités humaines ou introduits par les pratiques agricoles qui incluent du gypse (de l'ordre de 20 t/ha, source OMVS, 2013), lequel est utilisé dans les sols lourds comme celui du delta dans le but de neutraliser les Na^+ échangeables dans les sols (Vengosh et al., 2002a).

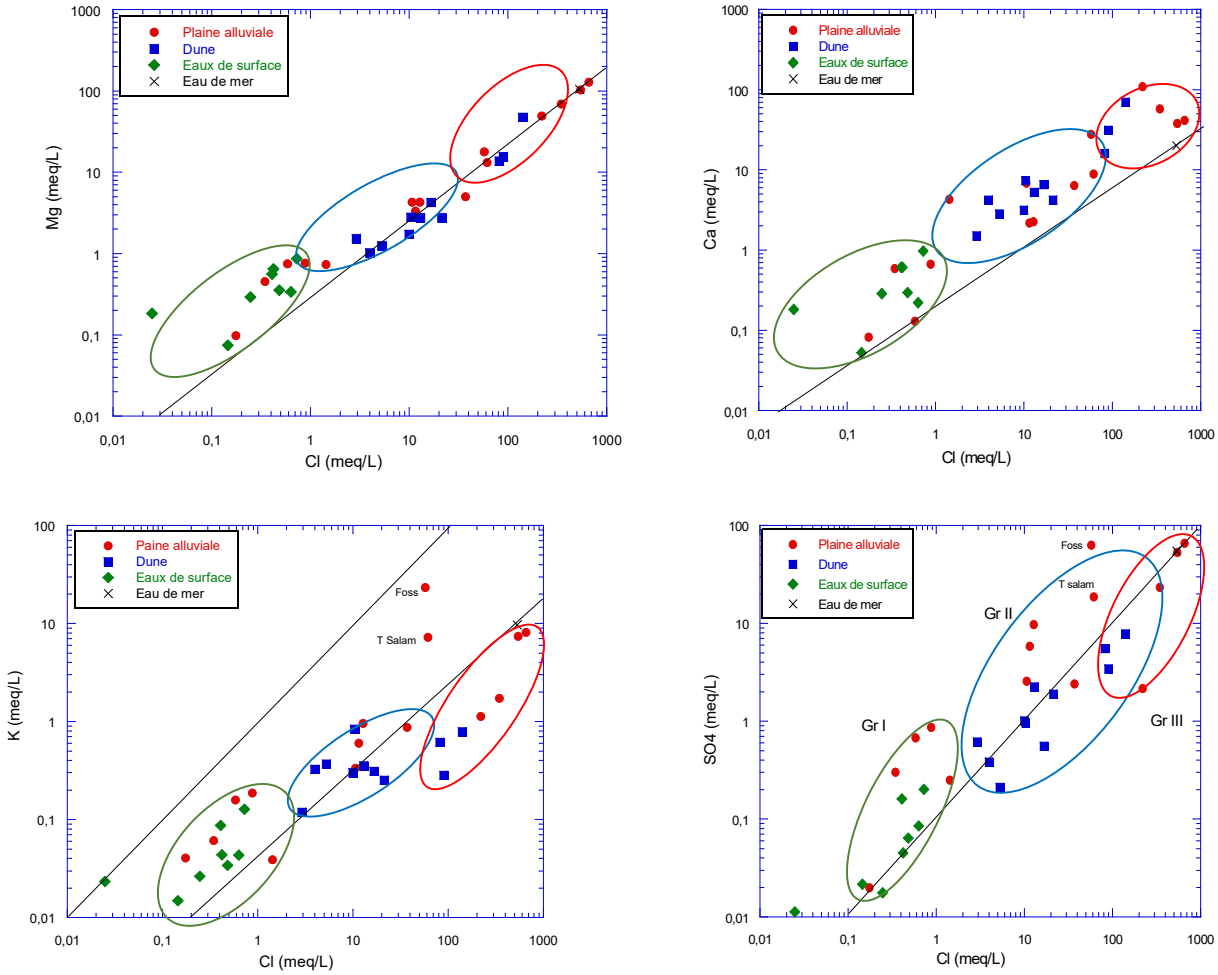


Figure 61: *Relation Mg vs Cl, Ca vs Cl, SO_4 vs Cl, K vs Cl (exprimé en meq/l) des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal*

Par ailleurs, les corrélations non significatives des ions potassium (K) et nitrate (NO_3) par rapport également aux ions chlorures et sulfates ainsi que leur enrichissement spécifiquement observé dans les eaux souterraines de la plaine alluviale (Fig.62d), pourrait être interprété comme de possibles contaminations causées par l'irrigation extensive, souvent sans systèmes de drainage adéquat, qui utilisent beaucoup des fertilisants et autres types d'amendements (urée-$CO(NH_2)2$, NH_3, NH_4NO_3, etc.).

Les nitrates et les nitrites proviennent généralement de l'usage des engrais ou de leur épandage agricole. Ces contaminations diffuses sont également observées dans les dunes où les pesticides et les fumiers animaux sont très fréquemment utilisés dans les cultures de maraichages. Car d'après Krapac et al. (2002), les fumiers sont caractérisés par des concentrations élevées en Cl, Na, K et NH_4 et leurs applications récurrentes ou à long terme, sans précautions, pourraient augmenter significativement la salinité du sol et des eaux souterraines sous-jacentes.

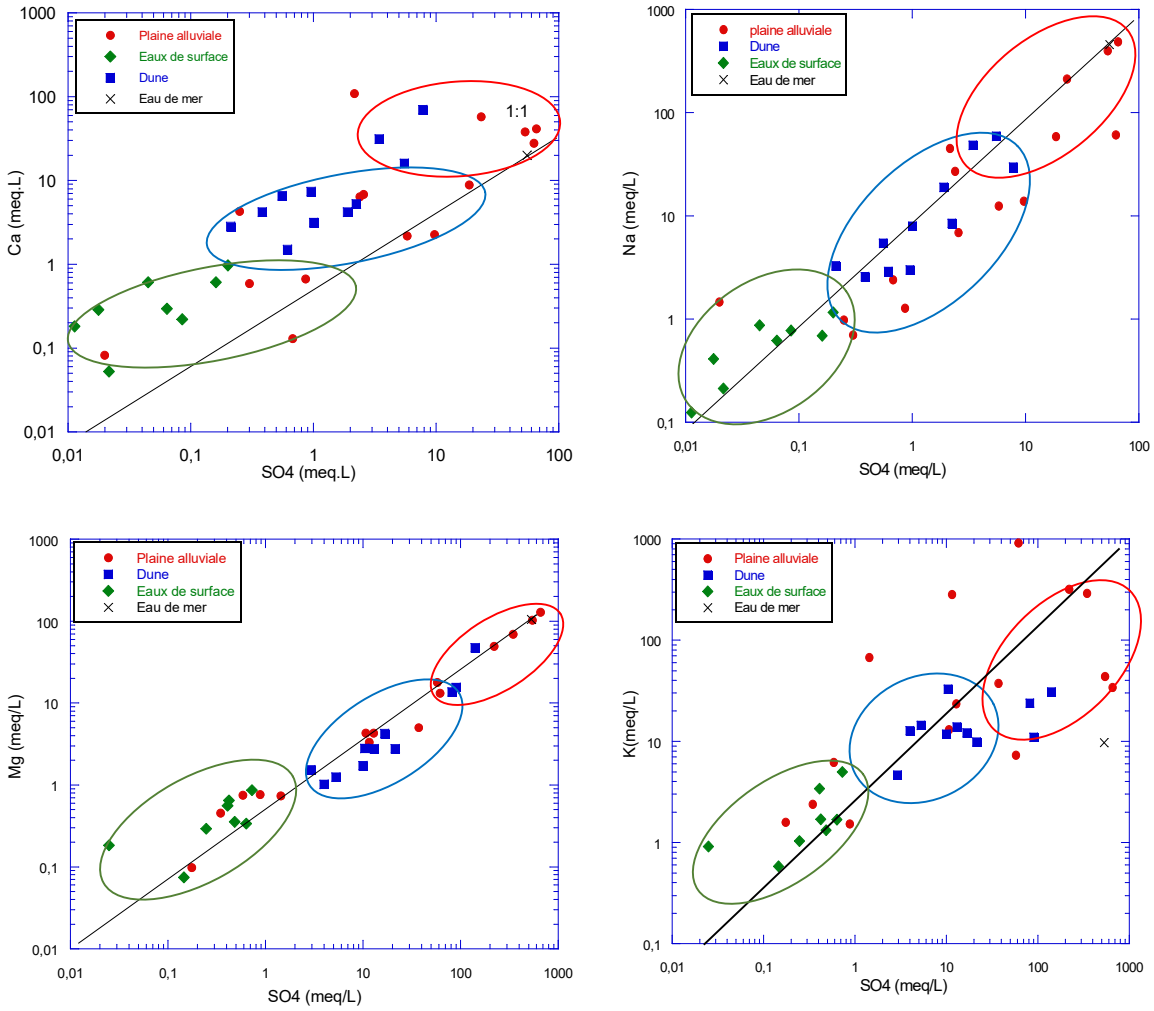


Figure 62*: Relation Mg vs SO_4, Ca vs SO_4, Na vs SO_4, K vs SO_4/Cl vs (exprimé en meq/l) des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal*

Pour avoir plus d'indications sur l'origine des sources et de ces différents facteurs contrôlant la salinité des eaux, nous avons utilisé et exploité d'autres traceurs salins très efficaces dans la discrimination des sources de salinités dans les eaux dont les origines sont associées aux processus naturels ou anthropiques. Il s'agit des analyses chimiques des ions bromures et des ions borures qui pourraient se révéler utiles pour caractériser l'origine des chlorures.

IV.2.3.2.2. Dissolution des saumures résiduelles

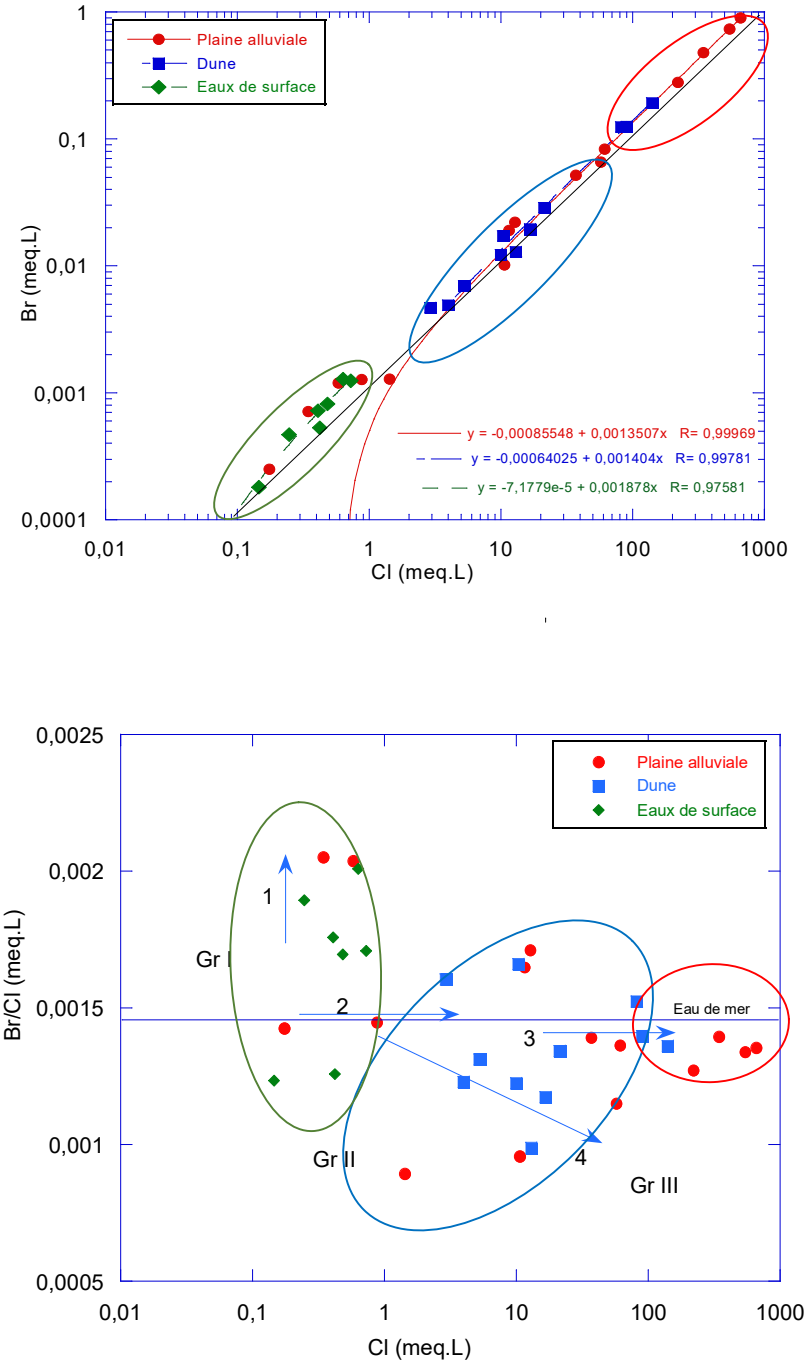
1-Bromure

L'ion bromure (Br) est un bon traceur qui permet de discriminer les sources de salinité et expliquer l'origine des anomalies de salinité dans une nappe. En l'absence de sources induites de brome autre que les processus naturels, cet élément comme le chlorure sont des traceurs conservatifs dans les environnements aqueux naturels dans la mesure où il ne participe pas aux réactions d'oxydoréduction et il ne forme pas de précipités insolubles (Fetter, 1993).

Cependant, leur distribution dans les eaux souterraines est liée à la présence d'évaporites et une analyse du rapport de Br/Cl peut donner une indication sur l'évolution des saumures (Edmunds, 1996 ; Whittemore, 1995), identifier les différents flux de solution saline et leur contribution relative (Droor et al., 1999), distinguer les causes naturelles et anthropiques de la salinisation (Andreasen et Fleck, 1997) et identifier la genèse des eaux salines (Stober et Bucher, 1999). Les différentes possibilités dans les études hydrogéologiques ont été largement discutées dans des travaux de Rittenhouse (1967) ; Davis et al. (1998), Droor et al. (1999) ; Hsissou et al. (1999) ; Fedrigoni et al. (2001). À cause de leur caractère omniprésent dans les eaux souterraines, de leur faible activité chimique et de leur teneur variable dans les eaux douces et salées, les ions Cl- et Br- sont considérés comme des traceurs efficaces des processus de salinisation dans les eaux souterraines (Uhlman, 1985; Herczeg et Edmunds, 2000; Kloppma, 2005).

Reportées dans le diagramme Br vs. Cl, les données analytiques montrent que la majorité des eaux souterraines s'alignent le long de la droite de mélange idéale (R=0,99-0,97), justifiant la source marine (ou atmosphérique) commune de ces ions (Fig.63a), ceci en dépit, des légères déviations observées au niveau du Groupe I. Cette situation pourrait être expliquée par un apport provenant d'autres sources de bromures qui sont analysées à travers les ratios Br/Cl vs Cl représentés dans la Figure 63b. Cette figure montre que les ratios plus élevés, par rapport aux eaux marines non modifiées, sont observés dans les eaux du groupe I (lac de Guiers, Djeuss et à l'aval du barrage, Mbilor, Keur Mbaye) et dans certains échantillons du groupe II prélevées dans la plaine alluviale (Nguenth et Tiadem) et dans les dunes de l'Ogolien (Diamar et Merry). Dans ces dunes, la nappe profonde est probablement en contact avec ces saumures sédimentaires sous-jacentes. L'utilisation fréquente des composés de bromure (dibromure d'éthyle et le bromure de méthyle) dans les pesticides (Davis et al., 1998) ou des composants organiques bromylés dans l'agriculture irriguée (Vengosh et Pankratov, 1998) peut favoriser leurs libérations dans les sols agricoles et par conséquent dans les eaux usées directement rejetées dans ces défluents. L'apport supplémentaire de bromures, noté dans la nappe alluviale pourraient être aussi le résultat de la contamination d'origine agricole ou de leurs mélanges avec les eaux de surface affectées par cette pollution. De plus, les ratios élevés observés dans les eaux souterraines du groupe I et II, pourraient être aussi liés : à leur contact avec les saumures résiduelles, à la libération de bromure

bioaccumulé par les microorganismes marins à la suite des processus diagénétiques qui peuvent augmenter leur concentration dans l'eau (Fabrika-Mart'ın et al., 1991) ou à l'adsorption organique du Cl dans la zone non saturée (Gerritse et George, 1988).



1 : dissolution saumures résiduelles ; 2 : mélange avec l'eau de mer ;
3: Evaporation ; 4 dissolution des minéraux de la halite ou contamination chlorée.
Figure 63*: Relation Br vs. Cl (a), Br/Cl vs. Cl (b), (exprimé en meq/l) des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal*

Les faibles ratios Br/Cl sont observés dans les eaux prélevées sur le cours du fleuve (groupe I : Diama amont, Ndiaréme Fleuve), dans la plupart des eaux souterraines du groupe II et dans les

eaux hypersalées de la nappe alluviale du groupe III. Ces faibles ratios pourraient être attribués au dépôt des aérosols marins, au lessivage des sols salés ou à la dissolution de l'halite dérivée des sels évaporitiques sédimentaires. Puis que les solutions liées à ces dépôts évaporitiques donnent souvent de faibles ratios en Br/Cl. Les faibles ratios Br/Cl observés dans les dunes de l'Ogolien peuvent être également associés aux processus de mélange le long du flux d'écoulement des eaux souterraines qui ont subi des degrés différents de dissolution de l'halite durant la recharge. Ce mécanisme étant le plus probable, augmente les concentrations des ions Cl^- dans les solutions diluées. Comme l'halite exclut l'ion bromure de leur structure minérale, les rapports Br/Cl de la solution sont de plus en plus réduits (Drever, 1997 ; Mc Caffrey et al., 1987 ; Kloppmann et al., 2001 ; Cartwright et al., 2004). Compte tenu de l'interprétation, que les faibles rapports Br/Cl proviennent de la dissolution du sel gemme, il est fort probable que la variation de ce ratio Br/Cl entre les différents points dans le delta du fleuve reflète de légères différences dans la quantité de sel gemme qui a été dissous. Car d'après Kharaka and Hanor, 2004, la dissolution du sel gemme, comme indiqué précédemment, est probablement le plus important mécanisme responsable de la concentration élevée de sodium et de chlorure dans les eaux, présentes dans de nombreux bassins sédimentaires où les évaporites sont présentes. Par ailleurs, l'invariance relative du rapport Br/Cl, proche du ratio océanique, souvent avec des concentrations de plus en plus croissantes des ions chlorures, confirme le rôle que peut jouer l'évaporation dans l'augmentation de la salinité des eaux souterraines en particulier les eaux du groupe I (Ndiaréme Fleuve et Dagana) et du groupe III. Il faut rappeler que l'évapotranspiration ne modifie pas les rapports Br/Cl jusqu'à ce que la saturation en halite soit atteinte (~6,2 mol/L de NaCl), point dans lequel, la saumure résiduelle devient relativement enrichie en Br sur Cl (Fontes et Matray, 1993 ; Bottomley et al., 1994 ; Dutkiewicz et al., 2000). Étant donné que plusieurs processus changent le ratio Br/Cl d'une manière prévisible, le brome a été associé aux autres éléments majeurs (SO_4, Na Mg, Ca, K, HCO_3) en vue de préciser certainement les variations dans les processus de contrôle de la salinité des eaux. Les différents diagrammes (Fig.64), montrent de très bonnes corrélations entre les bromures et les ions Na, Mg et Ca, qui atteste l'origine commune des éléments et confirme aussi l'interaction des eaux souterraines avec les saumures résiduelles d'origine sédimentaire. Cependant, les corrélations moins significatives observées entres les ions bromures et SO_4 (Fig.64d) de même qu'avec les ions HCO_3, NO_3 et K (non représentées), pourraient mettre en évidence plutôt la contribution d'autres mécanismes tels que : les dissolutions des minéraux sulfatés ou sulfurés (pyrite, gypse, etc.), les mélanges convectifs avec les eaux bicarbonatées plus douces (qui discriminent même les pôles de salinité surtout au niveau de la nappe alluviale) et les contaminations d'origine anthropique qui peuvent enrichir les eaux en ions sulfates, potassium et nitrates.

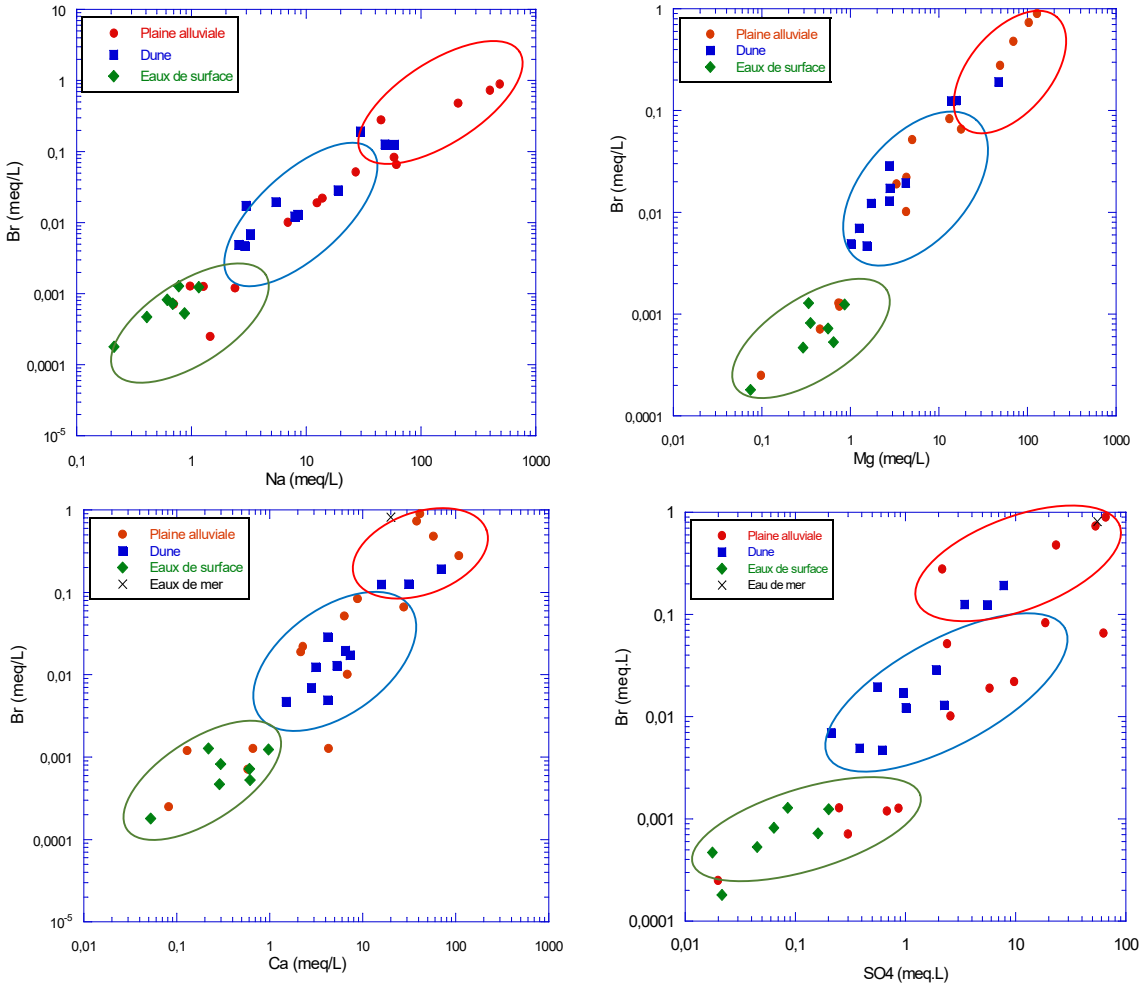


Figure 64*: Relation Na vs Br(a), Mg vs Br (b) Ca vs Br (c), Br vs SO_4 (d) (exprimé en meq/l) des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal*

2-BORE

Le bore est fréquemment utilisé depuis de nombreuses années pour élucider la salinisation des eaux souterraines et les problèmes de pollutions (Vengosh et al., 1994, 1998, 1999 a, b). Il est souvent trouvé dans différents environnements géologiques, associé à la présence de roches volcaniques, aux processus géothermiques et aux matériaux déposés dans un environnement très salin (Lee et Sisson, 1996). Comme il est hautement soluble, il a tendance à se concentrer dans des environnements qui ont une circulation d'eau limitée, dans des évaporites ou dans des saumures d'origine marine ou continentale (Uhlman, 1991). À cause de sa concentration relativement élevée dans l'eau de mer, le bore est considéré comme un indicateur de l'intrusion marine, bien que dans certains cas, sa concentration varie par rapport au mélange théorique entre eau douce et eau de mer.

Reportés dans les diagrammes B vs. Cl, (Fig.65a), les données analytiques montrent des corrélations non significatives qui spécifient une origine différente entre ces éléments et discriminent cependant les mêmes groupes I, II, III. L'origine du bore dans ces groupes, est

analysée à partir des diagrammes B/Cl vs. Cl et B/Cl vs. Br/Cl. Ce dernier est très efficace pour retracer la genèse des eaux salines et spécifier les causes naturelles et anthropiques contrôlant l'évolution de la salinité des eaux (Vengosh, 2003). Ces diagrammes (Fig.65 b et Fig.66) indiquent que :

-Le premier groupe (Gr I), est particulièrement caractérisé par des concentrations en bores dissous très élevées qui présentent une corrélation négative avec les teneurs en ions chlorures suggérant une origine différente et probablement non marine du bore. Ces apports supplémentaires en bores dans ces eaux, avec des concentrations qui peuvent atteindre même un facteur de 10, pourraient être attribués aux contaminations d'origine géogénique (présence dans les argiles marines) et aux activités humaines (Uhlman, 1991 ; Leen-houts et al., 1998 ; Vengosh et al., 1994). Ces derniéres les plus connues, dans la zone, restent les pratiques agricoles (Neal et al., 1998) qui sont très développées et diversifiées (cultures du riz, de la canne à sucre, de tomates, d'oignons, horticoles, etc.). Du fait de la défaillance du système de drainage, de grandes quantités d'eaux usées agricoles, qui ont parfois des indices de concentrations très élevées dans ce type de climat sahélien (OMVS, 2013), sont directement rejetées au niveau des axes hydrauliques et dans les environnements connexes des zones aménagées. Ainsi, la qualité des sols et des eaux de surface et souterraines peut être considérablement affectée. La Fig.66 montre que la salinité du groupe I est attribuée à la fois aux lessivages des minéraux évaporitiques contenus dans les sols, mais surtout à la dérivation des sels provenant des processus de contaminations anthropiques qui contrôlent majoritairement la minéralisation des eaux souterraines en contribuant de façon évidente à leurs compositions et à leurs évolutions.

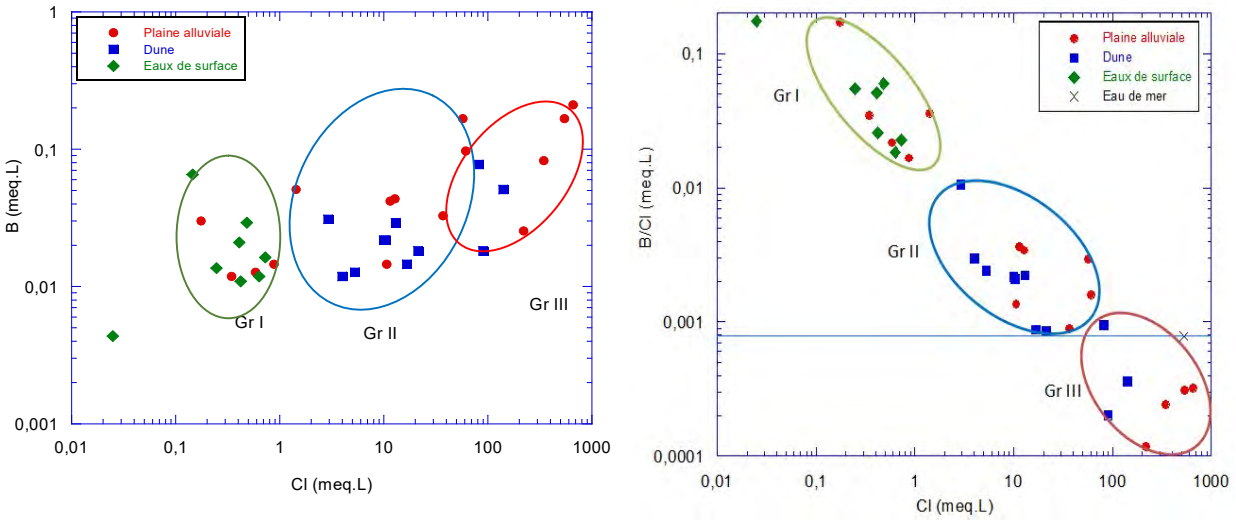


Figure 65*: Relation B vs. Cl (a), B/Cl vs. Cl (b), (en meq/l) dans les eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal*

Le deuxième groupe (Gr II) est caractérisé par des eaux qui ont des ratios B/Cl équivalents ou légérement plus élevés que celui de l'eau de mer. Ces ratios élevés pourraient être liés, à l'interaction des eaux avec les matériaux évaporitiques qui peuvent également constituer une

source potentielle de bore dans les eaux (Harder, 1974 ; Rose et al., 2000) ou à la dérivation du bore à partir des sources non marines. D'après Macpherson et Land (1989), si la concentration élevée du bore dans certaines eaux fossiles provient des matériaux évaporitiques, elle devrait être directement liée à la teneur en ion K, SO_4, Li, Mg, Na, Sr et I. C'est à cet effet, que nous avons considéré les diagrammes Mg vs. B, K vs. B, SO_4 vs. B, Na vs. B (Fig.67), qui montrent de bonnes corrélations entre ces éléments et le bore, dans les eaux souterraines confirmant ainsi la mise en solution de ces matériaux évaporitiques. Toutefois, les légères déviations observées dans ce groupe pourraient être associées aux bilans de ces éléments contrôlés par les sources non évaporitiques, mais aux réactions d'absorption/désorption du bore. Il faut signaler aussi dans le groupe II, que les ratios B/Cl proche du ratio marin, indiquent aussi que les solutions conservatives subissent des processus d'évaporation. Le graphe B/Cl vs Br/Cl (Fig.66), montre dans le groupe II que, la salinité est influencée par les processus d'évaporation qui concentrent les solutions se trouvant surtout en faibles profondeurs, de lessivage et de dissolution matériaux évaporitiques du milieu (résiduels ou secondaires), ou de mélanges avec les eaux de drainage agricole qui peuvent les enrichir subséquemment.

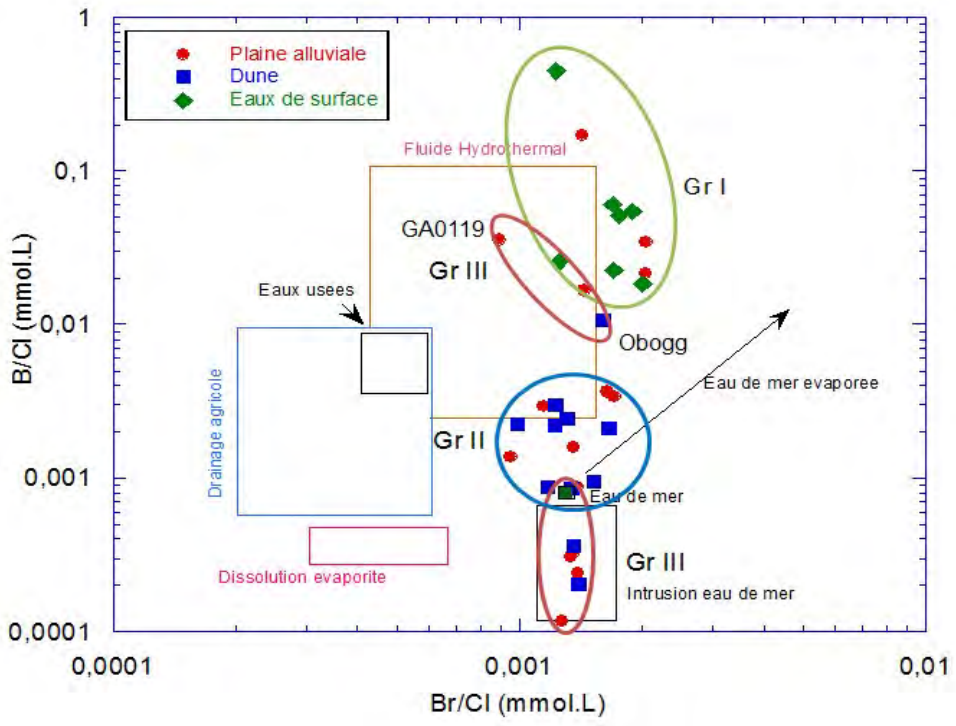


Figure 66*: Representation des eaux dans le diagramme B/Cl vs. Br/Cl (en mmol/l)*

Les eaux hypersalées du groupe III montrent des ratios B/Cl et Br/Cl très faibles, qui pourraient être liés aux processus d'enrichissement des ions Cl, mais aussi aux mécanismes d'adsorption du brome par les particules d'argiles ou autres minéraux et de suppression du bore, qui est inclus sur les surfaces des minéraux d'argiles à basse température (inférieure 120°C) d'après Vengosh et al.,

1996 et You et al., (1996). Ces mécanismes, qui sont prépondérants en fonction de la salinité, peuvent jouer un rôle essentiel dans le bilan des ions bromures et borures dans les eaux souterraines (Harder, 1970). Le diagramme B/Cl vs Br/Cl considère que la salinité des eaux du groupe III, est contrôlée en majorité par la dissolution des sels évaporitiques de surface récemment déposés ou introduits par les intrusions marines récurrentes et par la dissolution des sels évaporitiques dérivés des reliques d'eau de mer dans les dépôts anciens évoluant en circuit fermé dans les interdunes (ex Obogg). Elle pourrait être aussi controlée, par l'évaporation et par la pollution d'origine humaine particulièrement d'origine agricole (ex GA0119). Il faut cependant retenir que le brome et le bore peuvent être utilisés comme des traceurs qui pourraient justifier le contact entre le fleuve et la nappe, mais également comme des indicateurs de pollution évoquant le rôle que peuvent jouer les activités humaines dans la contamination des eaux de surface et de la nappe alluviale. Sur la base de ces constats, on peut donc retenir une influence naturelle provenant des mélanges avec l'eau de mer et des processus de dissolution des matériaux évaporitiques sédimentaires (actuels ou anciens) et une influence anthropique sur la salinisation des eaux. Mais ces influences naturelles nécessiteraient davantage d'être approfondies par les outils isotopiques.

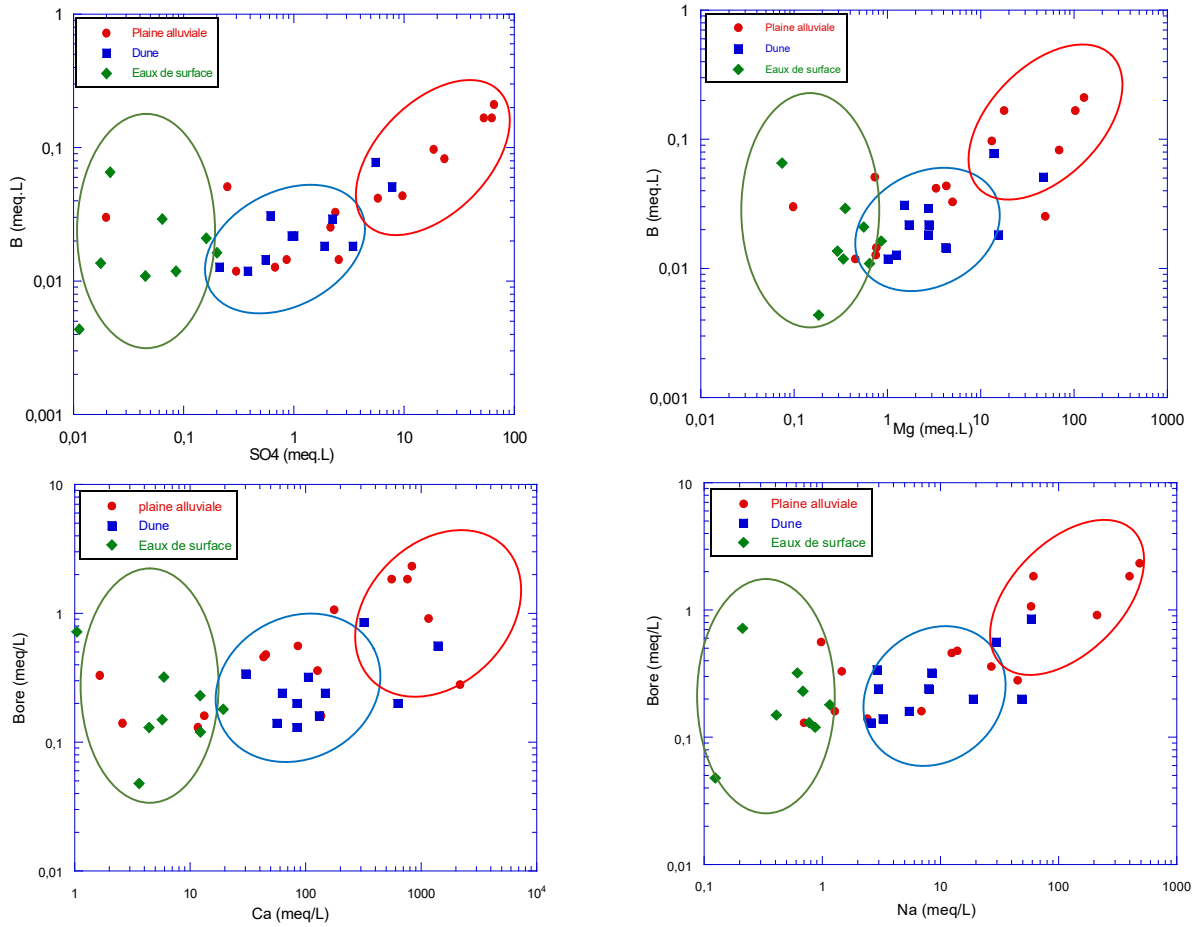


Figure 67*: Relation B vs. Cl (a), B/Cl vs. Cl (b), B vs Mg (c), B vs. SO_4 (d) (exprimé en meq/l) des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal*

IV.2.4. Echanges ioniques

Ces processus peuvent être des échanges ioniques qui font varier les concentrations des cations majeurs dans la solution. Les minéraux argileux et les matières organiques (substances humiques) sont les principaux échangeurs d'ions. Par attraction électrostatique, les cations dissous se combinent avec la charge négative sur la surface des minéraux argileux et substances humiques pour avoir l'équilibre des charges. Quand le pH est faible, les ions H^+ sont fortement liés aux atomes d'oxygène et les surfaces ne sont pas disponibles pour les échanges cationiques. Quand le pH augmente, les activités des ions hydrogènes diminuent et la liaison avec les atomes d'oxygène se casse, libérant des ions H^+ dans la solution et créant de nouveaux sites d'échange cationique avec les cations majeurs présents dans la solution. La distribution des ions entre la phase aqueuse et la phase solide est déterminée par le coefficient d'échange K tel que :

$$K_{Na/K} = \frac{(a_{X-Na})(a_{K^+})}{(a_{X-K})(a_{Na^+})} \quad \text{(Équation IV.9)}$$

dans un échange entre Na^+ et K^+ et une réaction d'échange $X-K+Na^+ \rightarrow X-Na+K^+$ où X est l'échangeur. Dans les solutions, le phénomène d'échange de base implique la substitution d'un ion alcalino-terreux avec un ion alcalin, ce qui se traduit par un gain en ions Na^+ et K^+ et une perte d'ions Ca^{2+} et Mg^{2+}. Ainsi, dans le diagramme Ca vs. Na (Fig.68), on observe une perte des ions calcium en faveur des ions sodium qui indique que l'essentiel des ouvrages est affecté par les réactions d'échanges de bases. Le calcul des indices d'échange de base représenté sur la Figure 68b montre que les réactions d'échanges (qui favorisent une libération de Na^+ dans les eaux et l'absorption de Ca^{2+} ou Mg^{2+} dans la matrice), sont prépondérantes au sein des eaux du groupe II de la nappe alluviale (Keur Mbaye, Ndombo, Temeye Salam, Foss, Ndiareme, Mbilor, etc.). Ceci est attribué, sans doute, à la proportion d'argile couplée probablement à un temps de contact plus élevé en raison d'une perméabilité moindre des sédiments alluviaux localisés dans la partie où la nappe présente un caractère semi-libre. Par contre, les réactions d'échange inverse de base favorisant une libération de Ca^{2+} ou Mg^{2+} dans les solutions et l'absorption de Na^+ dans la matrice, sont plutôt dominantes dans les eaux du groupe III (GA0001, GA0004, GA0119, Al Khouss, KDD, Obogg et Takhmbeut).

L'indice chloroalcalin ICA, obtenu à partir de l'équation suivante : ICA= Cl^- - (Na+K)/Cl^- a été également calculée. Cet indice représenté sur la figure 68d, donne des indications sur les échanges d'ions entre la matrice aquifère et l'eau. Ainsi, si l'indice est positif Ca^{2+} et Mg^{2+} sont libérés dans l'eau et Na^+ absorbé dans la matrice et si l'indice est négatif, Na^+ et K^+ sont libérés dans les eaux et Ca^{2+} et le Mg^{2+} sont absorbés dans la matrice (Schoeller, 1965). Sur la figure 68c, les mêmes constats ont été relevés, c'est-à-dire que les réactions d'échanges inverses de base participent activement au contrôle et à la solubilité des ions alcalino-terreux dans les eaux du

groupe III, qui apparaissent avec des faciès de type Na-Ca-Cl, Ca-Na-Cl ou Ca-Cl dominant. Alors que les réactions d'échanges de base interviennent dans la minéralisation des eaux du groupe I et II, avec toutefois, une contribution plus systématique dans les eaux à faible minéralisation (TDS< 600 mg/L), prélevées dans le groupe I (Mbilor, Keur Mbaye, Ndombo et NDiaréme). Le remplacement progressif du calcium par le sodium dans ces solutions diluées, à partir des échanges cationiques de base, participe à l'évolution vers des faciès de type sodique dominant (HCO_3-Na).

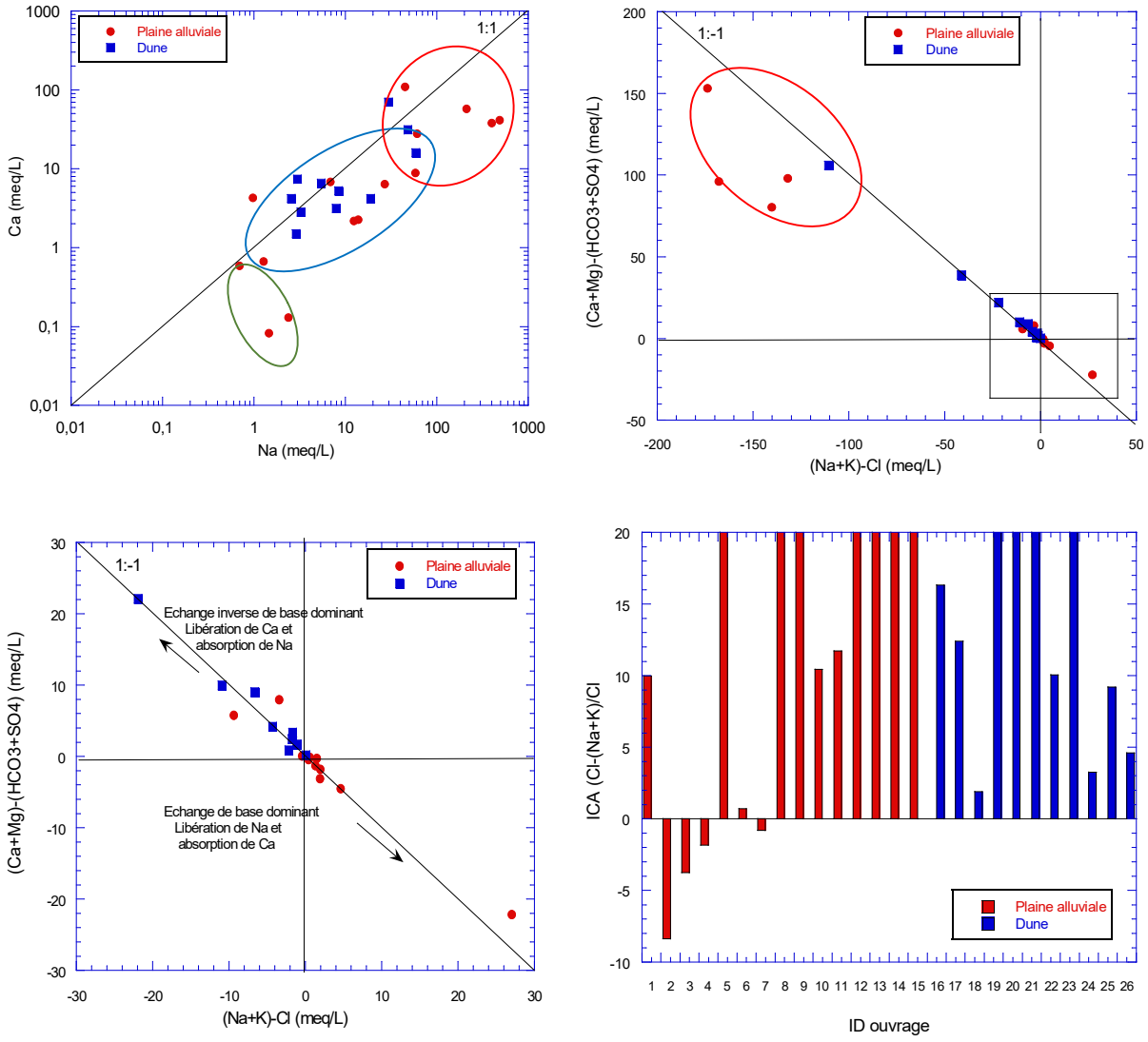


Figure 68*: Relation Na vs Ca(a), (Na+K)-Cl vs (Ca+Mg)-(HCO_3+SO_4) (b et c) et ICA vs Ouvrages dans les eaux souterraines du delta du fleuve Sénégal*

V.2.5. Hydrolyse des minéraux silicatés

Les hydrolyses des silicates peuvent également affecter les concentrations des cations majeurs dans les solutions. La fraction silicatée détritique de l'aquifère alluvial dans le delta du fleuve Sénégal a été décrite par Loyer (1989). Elle est majoritairement composée de quartz (40 à 80%),

de feldspaths (5 à 20%) et de micas (3% maximum). Au sein de l'aquifère alluvial, les teneurs en silice des eaux sont en moyenne de l'ordre de 50 mg/L mais peuvent atteindre 94,5 mg/L dans la partie nord-est où le recouvrement sableux superficiel est plus important (aquifère semi-libre). Cependant, au sein de l'aquifère des formations dunaires, les teneurs en silices dans les eaux varient entre 18,57mg/L et 95,73 mg/L avec des moyennes de 54 mg/L. Dans les eaux, seule l'hydrolyse des silicates permet la libération de silice. Ce processus entraine la formation des sols lors du contact des roches mères avec l'atmosphère. À cause du déséquilibre entre les eaux de recharge et les minéraux primaires, ces derniers sont totalement dissous ou partiellement altérés selon les conditions locales de l'aquifère, produisant des minéraux secondaires telsque la kaolinite et libérant des éléments à la phase aqueuse comme les cations.

Ces hydrolyses sur les différents minéraux silicatés sont particulièrement contrôlées par la pression partielle de CO_2 qui constitue donc le principal facteur limitant et par la nature pétrographique de l'aquifère dominé dans le milieu fluviodeltaïque par les feldspaths, car ils sont plus exposés à l'hydrolyse et à l'altération que le quartz dans ces roches silicatées. Le diagramme de stabilité (Fig.69 a et b) montre que toutes les eaux sont stables en majorité dans le domaine de la kaolinite et de l'albite.

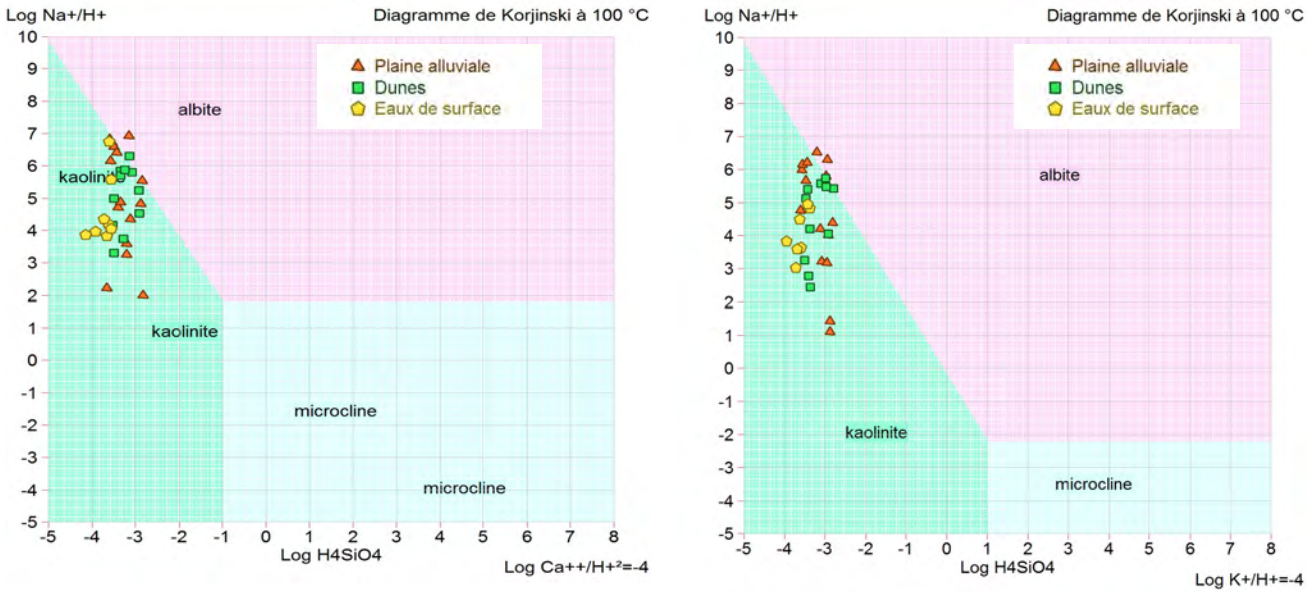


Figure 69: Diagramme de stabilité des eaux en période sèche (a-2012) et humide (b-2013)

Ceci indique probablement que c'est l'altération par hydrolyse des minéraux silicatés comme l'albite (selon l'Équation IV.13) qui contribuerait le plus à la production de la kaolinite et à la solubilité de certains éléments comme le sodium et les ions bicarbonates dans les eaux :

$$NaAlSi_3O_8(s)+CO_2(g)+13/2\ H_2O \rightarrow Na^+ + \tfrac{1}{2}Al_2Si_2O_5(OH)_4(s)+2H_4SiO_4 + HCO_3^-. \quad \text{(Eq. IV13)}$$

Ainsi, sur les graphes SiO_2 vs HCO_3 et SiO_2 vs Na (Fig.70 a et b), les corrélations sont peu significatives sur l'essentiel des échantillons. Ceci indique que la contribution de l'hydrolyse des silicates, dans les variations des teneurs en éléments dissous, est très faible, voire négligeable.

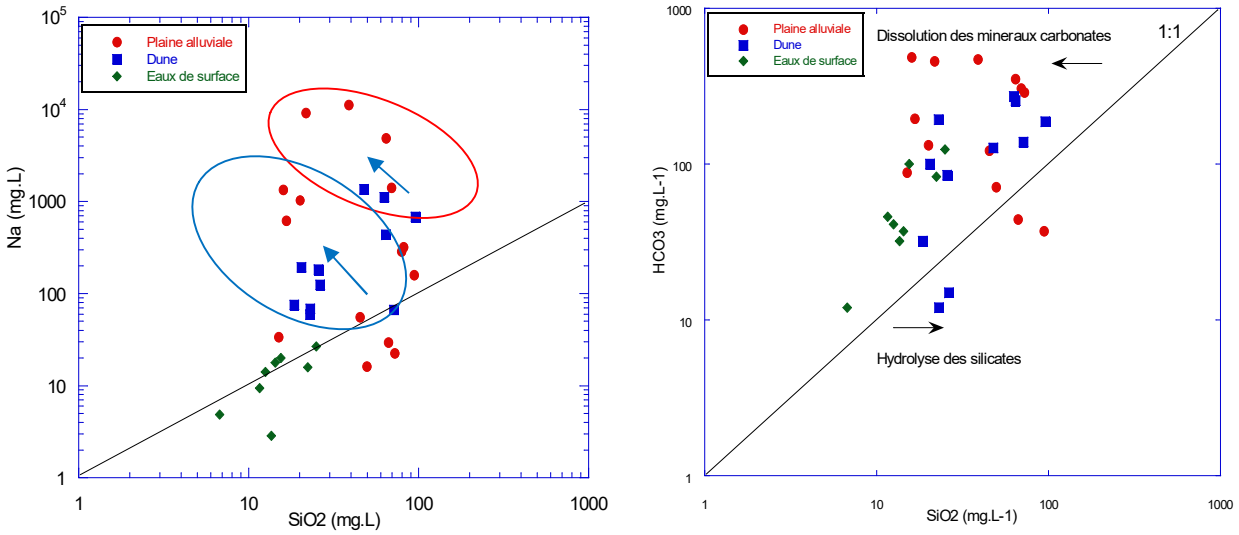


Figure 70*: Relation et SiO_2 vs Na (a) et SiO_2 vs HCO_3 (b)*

Cette situation pourrait être expliquée par le fait que d'autres processus tels que la dissolution des évaporites et des carbonates impliquerait des minéraux plus solubles que ceux des silicates. Cependant, toujours dans les mêmes graphes, on peut noter toutefois que les processus d'hydrolyse des silicates deviennent significatifs lorsque les eaux souterraines sont faiblement minéralisées (inférieur à 600 µS/cm) et que les conditions sont évidemment favorables (pCO_2 importante lors de la recharge). Cette situation semble caractériser la plupart des eaux de la nappe alluviale en contact avec les axes hydrauliques appartenant au groupe I (Mbilor, Keur Mbaye, Ndombo) et de la nappe des dunes de l'ogolien appartenant au groupe II (Lampsar, Merry, Ndialakhar).

IV.2.6. Géochimie des éléments traces

Compte tenu de l'absence d'étude pour le fond géochimique et de l'absence de données sur ces éléments en traces dans les sols et dans les eaux, les ETM ont été utilisés dans ce paragraphe, en termes d'évaluation des sources de pollution et des processus contrôlant leur occurrence dans le secteur et en termes de caractérisation de l'état qualitatif en rapport avec les normes existantes (Tableau 20). À la différence de la plupart des contaminants organiques, les métaux lourds sont des constituants naturels que l'on retrouve dans les roches et dans les gisements minéraux et sont normalement présents à de faibles teneurs (à l'état de traces, moins de 0,1%) dans les sols, les sédiments, les eaux de surface et les organismes vivants (Alloway et Ayres, 1997 ; Callender, 2003). Leur solubilité dans les eaux est essentiellement contrôlée par les conditions d'oxydoréductions, le pH, et les concentrations en ions majeurs (Wright, 2015).

Ce sont ces conditions géochimiques qui à leur tour, contrôlent en quelque sorte, leurs réactions d'adsorption/désorption au niveau de l'interface eau particule ou de précipitation/dissolution dans les minéraux secondaires.

Tableau 20 : *Concentration en métaux et métalloïdes définissant les limites de qualité d'une eau potable (Législation Française, OMS) (INERIS, 2006)*

Eléments	Décret n°2001-1220	Recommandation OMS
Co	50 µg/l	50 µg/l
Cd	5,0 µg/l	3,0 µg/l
Cr	50 µg/l	50 µg/l (Chrome total)
Cu	2,0 mg/l	2,0 mg/l
Fe	200 µg/l	200 µg/l
Mn	50 µg/l	50 µg/l
Pb	10 µg/l	10 µg/l
Zn	*Non précisée*	*Non précisée pas d'effet néfaste sur la santé observés pour les teneurs généralement mesurées dans l'eau destinée à la consommation*

Les analyses statistiques des éléments de traces mesurés respectivement en saison sèche et après la saison pluvieuse dans les eaux de surfaces (Fig.71), montrent une variabilité saisonnière des teneurs et une diversité de formes du spectre des éléments en traces, avec des fois, des enrichissements dépassant largement ceux admis dans les eaux naturelles, par les normes Européennes et de l'OMS (Tableau 20). Dans les eaux de surface, les teneurs en Fe, Mn, Cu, Zn et Cd sont plus élevées après la saison pluvieuse qu'en saison sèche. Cette situation pourrait être liée à l'altération et à l'érosion (de lessivage) des roches au travers desquelles ces eaux circulent et qui peuvent induire, avec le climat tropical, des transferts importants en ces éléments, le long de leur parcours amont-aval. De plus, cette situation pourrait être favorisée par (a) l'absorption préférentielle de ces éléments (effet de sélectivité) sur la surface des particules solides présentes dans l'eau facilitant ainsi leur transport, (b) par les apports atmosphériques (apport des pluies), (c) par la réduction de l'écoulement naturel des eaux de surface vers l'océan qui peut favoriser ainsi leur accumulation, (d) par l'exploitation des mines et la transformation des minerais très développée en amont de la zone (avec les gisements aurifères, l'orpaillage, extraction des phosphates de Matam, etc.), qui peut constituer une source de pollution potentielle par les métaux lourds (Sirven, 2006).

À l'inverse, dans ces eaux les teneurs en Co, Cr, et Pb sont plus élevées en saison sèche qu'en saison pluvieuse. Ces teneurs pourraient être liées soit aux effets de l'évaporation ou soit aux émissions variées de produits hétérogènes occasionnées par les activités de l'homme en particulier l'irrigation avec les rejets des eaux de colatures agricoles, à l'épandage des pesticides, des produits phytosanitaires, à grande échelle, etc.

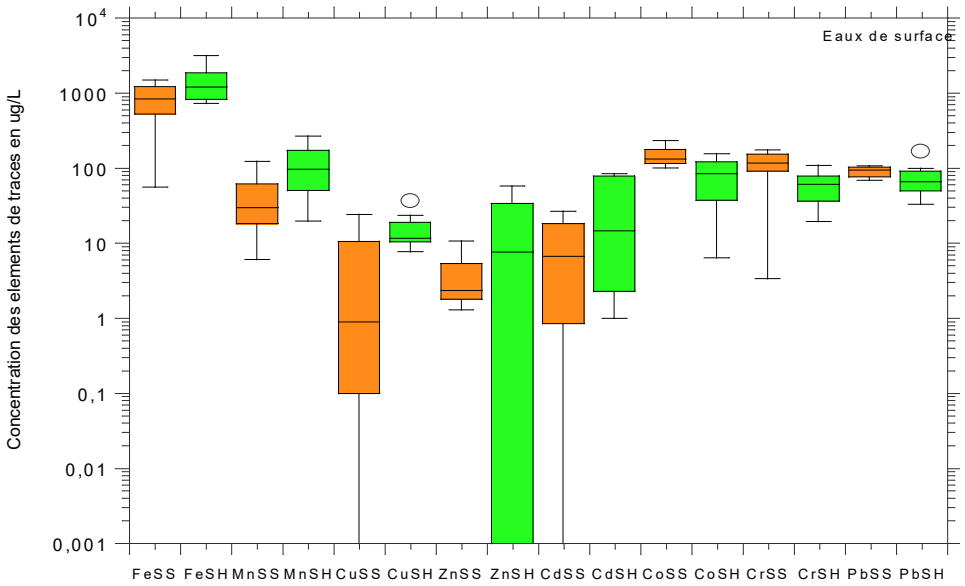


Figure 71*: Statistique des éléments traces dans les eaux de surface au travers de box-plots*

Les analyses statistiques des éléments de traces dans les eaux des nappes alluviale (Fig.72a) et dunaire (Fig.72b) indiquent aussi que ces unités hydrogéologiques présentent des caractéristiques comparables avec les eaux de surface, en termes, de distribution des formes du spectre (d'associations de métaux) et de variabilité saisonnière. Ces variabilités saisonnières aussi bien dans les eaux de surface et souterraines ont été également soulignées en amont, dans le haut bassin par Mall, 2017. Les teneurs en Fe, Mn, Zn, Cu et Cd dans les eaux souterraines plus élevées, en fin de saison pluvieuse, pourraient être liées à leurs transferts dans le milieu ou aux traits géochimiques découlant, le plus souvent des processus intervenus lors des périodes géologiques, de formation du sol, qui ont pu lessiver ou concentrer les éléments en question (INERIS, 2006). Elles pourraient être également attribuées aux états de conditions redox et de pH des eaux (caractère acide et oxydant), aux apports atmosphériques (Citeau et al, 2008) mais aussi aux lessivages des sols ou aux produits utilisés par l'agriculture. Puisque la plupart des éléments tels que le Cu, Zn, Cd entrent dans la composition des engrais et des pesticides.

Cependant, les éléments tels que le Co, Cr, et Pb présentant une tendance inverse avec des teneurs plus élevées en saison sèche (Fig.72a), pourraient être liés à la reconcentration des solutions par évaporation qui est très importante dans la zone, mais surtout aux activités anthropiques qui pourraient introduire ces éléments en traces métalliques dans le milieu.

En définitive, si l'on tient compte de ces observations, nous pouvons envisager que ces associations de métaux, qui représentent la diversité de formes du spectre des ETM dans les eaux suivant les saisons, laissent présumer aussi bien dans les eaux de surface que dans les réservoirs souterrains : une origine naturelle prédominante des éléments tels que le Fe, Mn, Zn, Cu et Cd et une origine anthropique des éléments comme le Co, Cr, et Pb.

Pour étudier en détail, l'origine de ces sources dans les eaux souterraines nous avons fait un focus sur les éléments considérés comme étant « substances dangereuses prioritaires » et à risques pour la santé humaine (Cr, Co, Cd et le Pb). Ainsi, les concentrations de ces éléments traces mesurées dans les eaux souterraines et de surface sont reportées sur un support cartographique combinant : la carte géologique, la géomorphologie, l'occupation des sols et le réseau hydrographique (Fig.73).

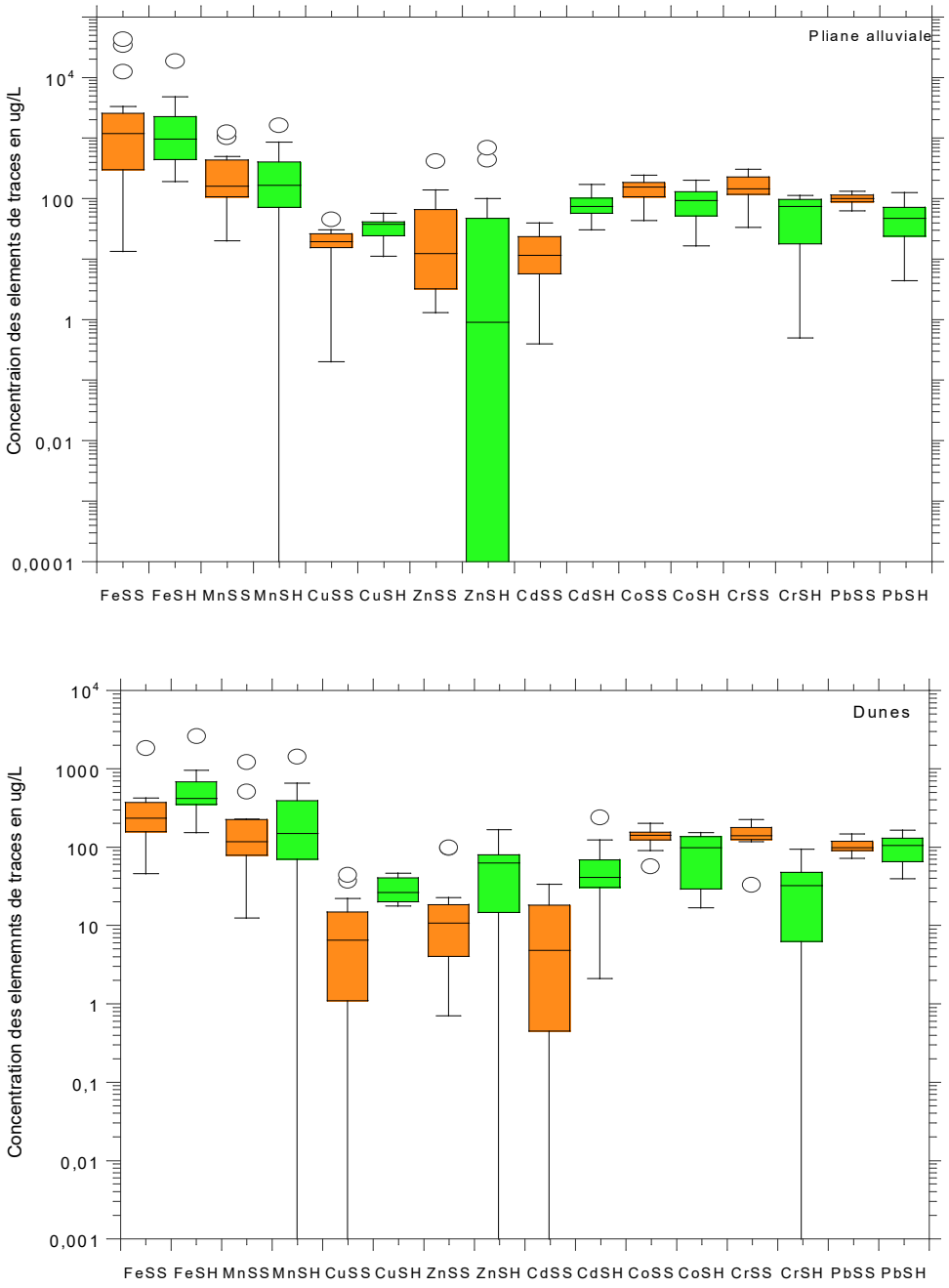


Figure 72*: Statistique des éléments traces dans les eaux souterraines au travers de box-plots*

La carte de distribution des éléments de traces dans les eaux souterraines indique une grande variabilité dans l'espace avec des dépassements en toute saison par rapport aux normes existantes (sauf à Takhmbeut). L'origine de ces dépassements dans les nappes doit être recherchée sur la nature des substrats géologiques des roches et des sols traversés, sur les conditions de mobilité dans les sols qui dépend de leurs propriétés physico-chimiques (conditions redox, CEC, pH), sur leur contact avec les eaux de surface ou d'irrigation contaminées, mais également dans les processus de dissolution/précipitation des minéraux. Par exemple, la calcite lorsqu'elle se dissout peut libérer les ions Cadmium adsorbés à la surface ou incorporés dans la calcite par chimisorption (Shand et Edmunds, 2008).

Étant donné dans le secteur, qu'il n'existe pas d'études ou de données relatives aux ETM publiées à ce jour dans les sols et les eaux, il est difficile d'argumenter au préalable sur leur origine (cadmium (Cd), le Chrome (Cr), Cobalt (Co) et le Plomb (Pb), etc.). Ainsi, nous avons supposé que les fortes teneurs observées dans les eaux souterraines, surtout en saison sèche, ne pourraient être que le condensé des processus d'altérations naturelles (lessivage des roches, des sols, etc.), du rôle des conditions environnementales du milieu de dépôts (pH, potentiel redox, argile, nature de l'aquifère, etc.), mais surtout des contaminations engendrées par les pratiques agricoles. Car, l'utilisation d'engrais provenant des gisements minéraux, le traitement des cultures avec des pesticides, et l'apport d'amendements organiques (fumiers, compost, lisiers ou boues) peuvent contenir des quantités très significatives d'éléments en traces métalliques (Citeau et al., 2008), augmentant ainsi leur occurrence ou leur mobilité dans les sols.

Parmi la variété de polluants en métaux lourds qui affectent en particulier le sol figure le Plomb en ce sens qu'il n'est pas biodégradable et s'accumule dans le sol tant que la source de contamination perdure (Sirven, 2006). Le Plomb, comme le cuivre est adsorbé de manière importante par les sols, plus que les autres métaux étudiés. Donc, l'occurrence du Pb dans les eaux de surface et souterraines du delta, amène à penser une origine anthropique qui peut être de véritables sources de pollution potentielle en Pb (Sirven, 2006) ou en traces métalliques.

Mais ces pollutions peuvent être exacerbées par la composition chimique des eaux souterraines et par les variables climatiques (intègrant les précipitations, la température et la recharge des eaux souterraines), qui contrôlent les processus d'échanges, d'adsorption/résorption et de complexation de ces éléments.

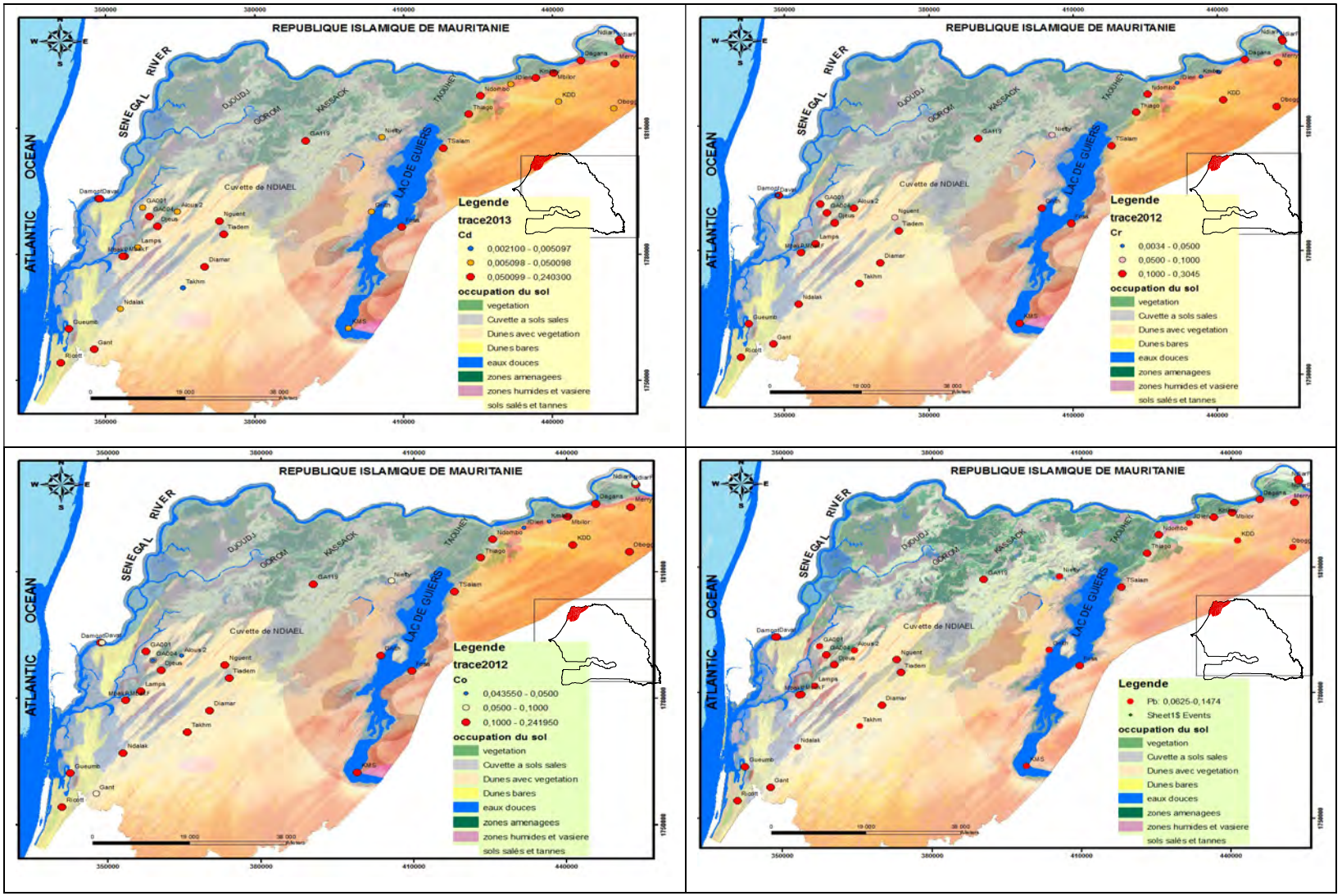


Figure 73*: Distribution des concentrations en éléments en traces (mg/L) dans les eaux de surface et souterraines du delta du fleuve Sénégal*

Conclusion partielle

L'étude hydrogéochimique a permis de démontrer l'utilité de la méthode des analyses statistiques multivariées des données hydrochimiques (ACP, CHA et le Biplot) comme outil complémentaire aux méthodes d'analyses classiques, et leur fiabilité en termes d'identification des facteurs pouvant influencer la géochimie de l'eau. Elles ont donnée des indications très précieuses sur l'origine et l'identification des sources et les divers processus géochimiques affectant la minéralisation des eaux de surface et des réservoirs souterrains superficiels. Elles indiquent que :

La chimie des eaux de surface, est en majorité contrôlée par les apports d'eaux naturelles qui dépendent exclusivement des impulsions des eaux de crue et des phases de gestions opérationnelles de la côte de retenue qui livrent de grands volumes d'eau douce de façon sporadique pour maintenir les niveaux limnimétriques. De plus, elle peut être influencée par les apports d'eau très minéralisée provenant des eaux usées agricoles qui semblent être plus marqués dans les cours d'eau secondaires (Djeuss, lac de Guiers, Mbakhana, etc.). L'hydrochimie de ces axes secondaires dépend principalement du degré d'évaporation, des caractéristiques géométriques et de la fonctionnalité du cours d'eau qui sont des drains naturels souvent utilisés comme récepteurs des eaux de colatures agricoles et industrielles. Les indices de concentration en ions majeurs et en éléments de traces très élevés dans les eaux de rejets, peuvent dégrader la qualité des eaux de surface (fleuve, lac de Guiers, Djeuss, etc.), d'habitude très douces. Ces eaux, pour la plupart, ne sont plus conformes aux normes de consommation avec des valeurs B, Br, Cd, Pb, Co, Cr, dépassent largement les normes existantes.

L'acquisition de la minéralisation au sein des aquifères alluvial et dunaire, connait une évolution plus complexe qui ne s'explique que par une grande variété des sources de minéralisation et de la lithologie. Elle est, cependant, en majorité contrôlée par les interactions eau-roche et par les contaminations anthropiques qui dépendent exclusivement des caractéristiques hydrauliques du milieu et de l'évolution in situ des eaux dans l'hydrosystème du delta. Dans la plaine alluviale proche des axes hydrauliques, bien qu'il y ait eu une prédominance accordée aux échanges riviéres/nappe plus précisément vers le lac de Guiers (partie nord-est), les réactions d'échanges ioniques de bases et d'hydrolyse des silicates interviennent dans la minéralisation de ces eaux douces. Ce sont ces réactions qui contrôlent systématiquement l'hydrochimie dans les eaux douces de Ndiaréme, Mbilor, Keur Mbaye, Thiago et Ndombo. De plus, toujours dans le secteur, les eaux douces de la nappe alluviale peuvent être aussi affectées ponctuellement par des contaminations nitratées d'origine humaine comme à Dagana dont les teneurs en NO_3 atteignent 198 mg/L. Mais aussi par des réactions d'oxydation de la pyrite notamment dans les environnements lagunaires caractérisés par la présence de mangroves fossiles ensevelies en faible profondeur qui enrichit les eaux en ions sulfates et augmentent l'acidité avec des pH<4 (notamment à Nguenth et Tiadem).

Par contre, dans les autres secteurs de la nappe alluviale, où les eaux sont hypersalées (GA0001, GA0004, GA0119, Téméye Salam et Foss), la minéralisation est dominée invariablement par l'interaction de l'eau avec les sels évaporitiques mis en solution par les sédiments anciens d'origine marine et lagunaire. Généralement, les eaux deviennent des saumures avec la distance croissante des zones de recharge, ou lorsque le temps d'interaction eau-roche est plus long. Ce dernier favorise ainsi dans ces eaux, les processus de dissolution/précipitation des minéraux carbonatés (calcite, dolomite et aragonite) et évaporitiques (gypse, anhydrite et halite) et les réactions d'échanges inverses de base qui contrôlent secondairement la salinité et les phases d'évolution des cations. L'hydrochimie de ces eaux hypersalines est aussi affectée par l'évaporation qui reconcentre les solutions et par les contaminations nitratées liées aux activités humaines tout autour des ouvrages. Les concentrations de nitrates peuvent alors atteindre des niveaux supérieurs aux normes de potabilité (>150 mg/L), surtout dans les eaux de Téméye Salam et de Foss captant l'aquifère semi-libre et vulnérable du sous bassin du lac de Guiers.

Par ailleurs, au niveau des eaux de la nappe prélevées dans les interdunes (KDD, Obogg et Takhmbeut), la minéralisation est contrôlée par les mélanges avec les saumures sédimentaires anciennes de l'Inchirien de base et par les processus de dissolution des minéraux évaporitiques et carbonatés de surface (mis en place par les incursions anciennes ou récentes de l'eau de mer) qui leur permettent d'acquérir des concentrations très élevées. Localement, ces eaux peuvent évoluer sous l'action de la matrice argileuse qui entretient avec elles des échanges ioniques contrôlant ainsi la solubilité des cations et en leur conférant des faciès de type Ca-Cl. Les pollutions nitratées d'origine humaine et les mélanges avec les eaux infiltrées d'origine diverse peuvent affecter ces eaux hypersalées et jouer un rôle essentiel dans la minéralisation (TDS>5000 mg/L).

Cependant, dans les terrasses marines (Ndialakhar, Ricott et JDieri), la chimie des eaux douces de faciès Cl-HCO_3-Ca (TDS<1700 mg/L), est en particulier contrôlée par la dissolution des minéraux de la calcite en forme de coquilles, par le lessivage des sels évaporites de surface et des aérosols marins et par de probables réactions d'échanges ioniques.

Alors que, les eaux plus douces (TDS <1000 mg/L), prélevées dans la nappe des dunes de l'Ogolien (Gantour, Mbakhana, Lampsar, Diamar et Merry), les processus dominants responsables de la minéralisation restent, le lessivage des sels de surface et atmosphériques, les réactions d'échanges ioniques et les contaminations nitratées, comme à Diamar et à Lampsar qui présentent des teneurs en nitrates dans les eaux dépassant 100 mg/L.

Les teneurs élevées en bores, en bromes et en éléments de traces observées dans les eaux dépassant parfois largement les normes de qualité des eaux conventionnelles sont des indices supplémentaires de l'existence d'une contamination diffuse, généralisée ou ancienne dont l'origine exacte n'est pas encore clairement établie. Cette contamination d'origine géogénique ou anthropique affecte très sérieusement la qualité des eaux, en les rendant impropres à la

consommation du fait qu'elles renferment des doses préjudiciables en certains éléments dissous (Cd, Pb, Cr, Co, etc.) et comportent un risque élevé pour la santé.

Il convient donc de retenir, dans le delta du fleuve du Sénégal, que ce sont ces différents processus d'interactions eau-roche probablement guidés par les variations lithologiques, les mélanges d'eaux d'origine différentes, les processus d'évaporation et les contaminations d'origine anthropique, qui contrôlent la géochimie et la qualité des eaux très affectées dans les différents réservoirs souterrains.

La connaissance de ces différents processus géochimiques, à partir de la composition chimique des ions majeurs et des éléments en traces dans les eaux est fondamentale. Elle aide à comprendre, comment les eaux dans les différentes unités fonctionnement et quels sont les régimes hydrochimiques et hydrologiques (à préciser avec les isotopes de la molécule d'eau), qui contribuent d'une façon évidente à la composition et à l'évolution des eaux.

CHAPITRE V : GÉOCHIMIE ISOTOPIQUE DES EAUX DANS LE DELTA DU FLEUVE SÉNÉGAL

Introduction

Compte tenu de la complexité des conditions hydrogéologiques dans le delta du fleuve, l'usage des méthodes traditionnelles pour l'étude des eaux souterraines à partir de la piézométrie et des méthodes hydrochimiques, peut s'avérer incomplète ou limitée pour obtenir une compréhension globale du fonctionnement hydraulique des aquifères superficiels et de leur relation avec les eaux de surface. C'est pourquoi une série d'analyses isotopiques ($\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$, ^{3}H) des eaux de l'hydrosystème du delta a été réalisée pour pouvoir compléter les études hydrochimiques et piézométriques. Le choix de l'utilisation des isotopes de la molécule d'eau s'est imposé du fait de leur pertinence, leur fiabilité et leur efficacité dans les études hydrologiques, hydrogéologiques et environnementales (Payne, 1988 ; Yurtsever et Payne, 1978 ; Fritz et al., 1979, Darling et bath, 1988). En effet, ils offrent des informations uniques et complémentaires sur l'origine des eaux, les effets de mélanges, la dynamique et l'âge des eaux souterraines et les mécanismes de renouvellement des eaux souterraines (Blavoux et Mudry, 1989 ; Travi et al., 1994 ; Pointet et al., 2005). Leur utilisation, désormais d'un usage courant, est basée sur les variations naturelles des teneurs en isotopes constitutifs de la molécule d'eau provenant de diverses sources (dilution, mélange, recharge, etc..) ou exposées à différents processus (évaporation, condensation, etc.). La disponibilité des données isotopiques multidates (période de crue et hors crue) va permettre de mieux caractériser les facteurs qui régissent leurs variabilités spatiales constatées. Les isotopes de l'environnement sont utilisés actuellement de façon quasi systématique, en parallèle avec les techniques d'analyse statistique et géospatiale. L'objectif de ce chapitre est de réactualiser l'état des connaissances hydrogéologiques en répondant à un certain nombre de questions relatives à l'origine de l'eau dans les aquifères superficiels du delta ; au mode d'infiltration et de réalimentation des nappes; au mode d'acquisition des caractéristiques isotopiques des eaux de surface et des eaux souterraines dans les systèmes alluvial et dunaire et aux relations existant entre les eaux de surface et la nappe alluviale du delta du fleuve Sénégal.

V.1. Signal isotopique des eaux météoriques

Le cycle global de l'eau exerce une influence majeure sur la composition isotopique en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ des eaux naturelles : par exemple, lors des épisodes de précipitation dans la nature, les teneurs en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ sont, de façon très satisfaisante, respectivement corrélées à la température de condensation. Les corrélations sont linéaires. Il est donc normal que les teneurs en ces deux isotopes lourds dans les eaux de précipitations soient elles-mêmes fonction l'une de l'autre, au premier degré. Il est maintenant bien établi (théoriquement et sur la base des mesures mondiales) que les précipitations qui n'ont pas subi d'évaporation obéissent à la relation linéaire distincte entre la teneur en $\delta^{2}H$ et $\delta^{18}O$. Craig (1961) a pu ainsi déterminer que les précipitations à l'échelle mondiale (d'origine océanique) s'alignent désormais, sur la Droite météorologique

mondiale (DMM) très classique, caractéristique du phénomène de condensation qui se produit toujours à saturation, donc à l'équilibre : $\delta^2H = 8\ \delta^{18}O + 10$.

Cette relation est bien comprise et découle des processus opérant à la fois à l'échelle microscopique et macroscopique (effets d'équilibre et d'isotopes cinétiques, mécanisme de Rayleigh, mélange). Le mélange intime de vapeur et de condensation dans les nuages tend à préserver l'équilibre isotopique et la relation météorique entre $\delta^{18}O$ et δ^2H. Ainsi, au fur et à mesure que la température dans le nuage diminue et que la pluie se produit, la pluie aura une composition isotopique contrôlée par un fractionnement d'équilibre avec la vapeur et se placera sur la Droite météorique avec une pente proche de 8. La constance de la pente de 8 au cours de tout le phénomène de précipitation est, schématiquement, due au fait que la condensation est toujours un phénomène d'équilibre puisqu'il intervient à saturation. À l'évaporation, ce n'est plus le cas et l'écart entre oxygène et deutérium est variable du fait d'un effet cinétique. La valeur 10, désignée sous le nom d'excès de deutérium, correspond au décalage à l'origine, liée au fait que la vapeur (les nuages) provient d'une eau préalablement évaporée sur l'océan. Le fait que "la ligne des eaux météoriques mondiales" coupe les axes du deutérium avec +10‰ (l'excès de deutérium) est indiqué comme fractionnement cinétique d'isotopes sous forme de vapeur d'eau au-dessus de la mer qui dépend de l'humidité relative de l'atmosphère. Cette valeur voisine de +10‰, correspond aux conditions moyennes d'évaporation sur l'océan. Elle est souvent enregistrée dans les stations soumises à un régime de perturbations océaniques simples et peut varier d'une région à une autre en fonction de l'origine de la vapeur qui se condense. Cette relation de Craig a depuis été précisée sur la base des mesures du GNIP (Rozanski et al., 1992 et 1993), mais continue à être utilisée comme référence, sachant que c'est surtout la Droite Météorique Locale qui est considérée comme « signal d'entrée » des hydrosystèmes.

Au cours de sa progression continentale, la vapeur d'origine océanique, soumise à des condensations successives, s'appauvrit en isotopes lourds suivant le modèle de distillation fractionnée de Rayleigh (Dansgaard, 1964 ; Ingraham et Taylor, 1986) : c'est "l'effet de continentalité". Par voie de bilan, cet effet s'enregistre dans les précipitations et dans la composition isotopique des aquifères superficiels rechargés (Joseph et Aranyossy, 1989).

Étant entendu que les précipitations constituent la fonction « entrée » des aquifères, l'étude de leurs teneurs isotopiques est donc fondamentale pour interpréter les valeurs mesurées dans les eaux souterraines. Les teneurs isotopiques observées dans les pluies dépendent de processus physiques qui entraînent des variations spatiales et temporelles en fonction de conditions hydrométéorologiques et environnementales. Les caractéristiques isotopiques des eaux météoriques de la bande sahélo-soudanaise de l'Afrique (10°-17°N), sont assez bien connues depuis 1961, grâce au réseau d'observation AIEA/GNIP. Ce Réseau (Fig.74) permet de mesurer

de manière mensuelle, les teneurs en isotope de l'oxygène et de l'hydrogène contenues dans les précipitations, en particulier oxygène-18 ($\delta^{18}O$), deutérium ($\delta^{2}H$) et tritium (^{3}H).

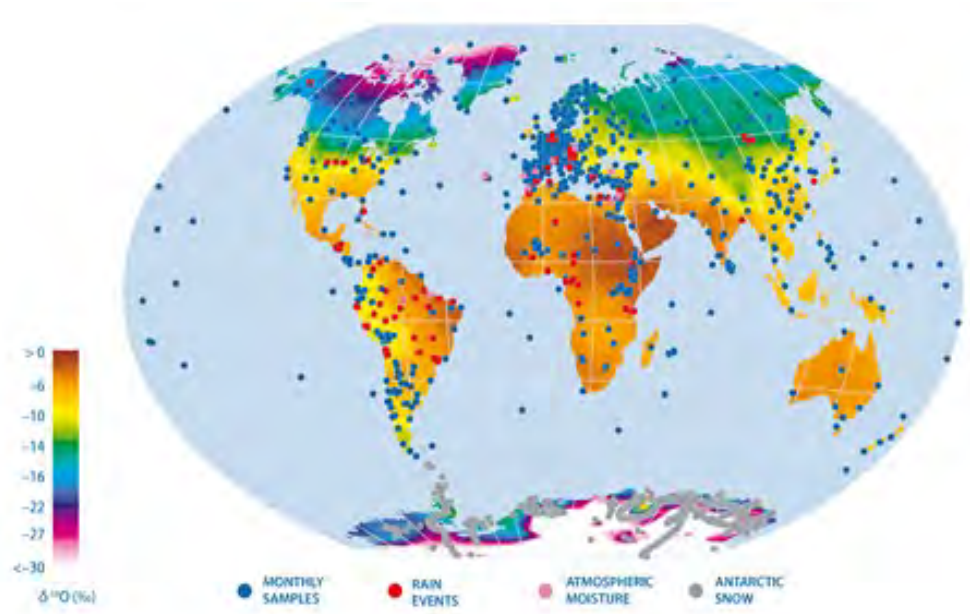


Figure 74: Réseau *mondial de mesures des isotopes dans les précipitations (GNIP) composé d'environ 900 stations de surveillance dans plus de 100 pays et territoires.*

En l'absence de mesures faites sur les précipitations dans notre secteur d'étude, nous avons considéré et exploité les données isotopiques fournies par Travi et al., (1987), qui ont déterminé les moyennes pondérées des teneurs en isotopes stables des précipitations à partir des mesures mensuelles. Ces mesures sont obtenues sur huit stations réparties sur l'ensemble du Sénégal (notamment les stations de Saint-Louis et de Richard Toll), pour les années 1985 et 1986. Ces données ont été complétées par celles des eaux de pluie mesurées par Mohamed (2013), dans les stations de Rosso (en juillet, août, septembre) et Idini (en août et septembre) situées en Mauritanie au nord de la zone. D'après Travi et al., (1987), les données enregistrées varient entre -5,83 et -5,38 ‰ pour $\delta^{18}O$ et de -33,1 et -32,9 ‰ pour $\delta^{2}H$ dans la station de Richard Toll et -5,41 et -5,98 ‰ pour $\delta^{18}O$ et de -34,05 et -37,2 ‰ pour $\delta^{2}H$ dans la station de Saint-Louis. Elles sont cohérentes avec celles observées suivant un rayon de 150 km dans les stations de Rosso et d'Idini au nord où les valeurs mensuelles mesurées respectivement varient entre -5,93 et -6,13 ‰ et de -0,49 à -7,99 ‰ pour $\delta^{18}O$ et entre -37,9 et -40,2 ‰ et de -3,6 à -60,7 ‰ pour $\delta^{2}H$. Avec toutefois, des teneurs moyennes pondérées qui sont de l'ordre de -4,46 ‰ en $\delta^{18}O$ et -37,2 ‰ en $\delta^{2}H$ dans la station de Rosso et de -6,00 ‰ en $\delta^{18}O$ et -38,9 ‰ en ^{2}H dans la station d'Idini (Mohamed, 2013). Cependant, dans la partie sud de la zone plus particulièrement à la station de Louga (distance de 80 km), les teneurs isotopiques mensuelles enregistrées dans les eaux de pluie entre 2013-2015, présentent un caractère légèrement plus enrichi (GNIP/ISOHIS, 2015), avec des valeurs moyennes pondérées de -3,52‰ pour $\delta^{18}O$ et de -25,6‰ pour $\delta^{2}H$ et des valeurs en

tritium variant entre 2-4UT. Ceci pour montrer le caractère très variable des teneurs isotopiques en fonction des périodes de mesures et de la position géographique.

À l'échelle régionale, les teneurs enregistrées dans les eaux de pluie reflètent à peu près les mêmes tendances et s'inscrivent dans la même cohérence notamment à Bamako (-10,70 à +9,74 ‰ en $\delta^{18}O$ et de -77,5 à +62,4 ‰ en ^{2}H avec des médianes respectivement de -2,96 et 17,6 ‰ (140 mesures : 1962-1999) et à Niamey (-8,40 et 2,88 ‰ en $\delta^{18}O$ et de -59 à +28,8 ‰ en $\delta^{2}H$ avec des médianes respectives de -0,69 ‰ et 2,9 ‰ (40 mesures de 1992-2009), d'après la base de données de GNIP/ISOHIS (2013). Les valeurs des moyennes annuelles pondérées par les hauteurs de pluie sont de -3,7 et -6,8 ‰ pour $\delta^{18}O$ et de -38,7 à -19,7 ‰ pour ^{2}H à Bamako (1992-1997), d'après Gourcy et al. (2000) et de -5,8 et -2,4 ‰ pour $\delta^{18}O$ et de -37 et -17 ‰ pour $\delta^{2}H$ à Niamey (1992-1999) d'après Taupin et al. (2002). Ces résultats font apparaître un net gradient isotopique correspondant à un appauvrissement progressif de l'est vers l'ouest. Cette tendance, qui a été d'abord démontrée dans la partie ouest-africaine puis étendue sous toute la bande sahélienne entre l'Éthiopie et le Sénégal, suggère que le régime pluviométrique de l'Afrique Soudano-sahélienne dépend essentiellement des manifestations convectives liées aux lignes de grains (Joseph et Aranyossy, 1989 et Joseph et al, 1992).

À l'échelle locale, les teneurs en $\delta^{18}O$ et en $\delta^{2}H$ sur des échantillons de pluies mensuelles pondérés au niveau de 8 stations dont celles de Saint-Louis et de Richard Toll, indiquent que la Droite météorique locale (DML), s'inscrit sur une droite linéaire d'équation :

$\delta^{2}H = 7{,}93\ \delta^{18}O + 10{,}09$ (Travi et al., (1987), qui est statistiquement très proche de la DMM définie par Craig (1961). Ceci indique que les eaux de pluie prélevées sur la majeure partie du territoire n'ont subi aucune modification significative après les condensations qui les ont générées, donc elles ne traduisent pas une évaporation partielle des gouttelettes en cours de chute. Cette particularité des pluies locales permet aisément de vérifier si l'eau de recharge a subi un quelconque séjour en surface. Dans les régions arides ou semi-arides à l'image de la région du delta, il est fort probable que l'eau de recharge s'évapore partiellement ainsi donc les teneurs en $\delta^{18}O$ et en $\delta^{2}H$ des eaux reportées dans le diagramme $\delta^{2}H$ vs $\delta^{18}O$ se placeraient sous la DML ou DMM, suivant une pente plus faible au fur et à mesure que la fraction évaporée s'intensifie. Dans le cas contraire, si les précipitations s'infiltrent assez rapidement, la fraction évaporée est très faible et les teneurs isotopiques représentatives de la nappe s'alignent très proche de la DML (Fontes, 1980). Dans le delta, ces variations de teneurs en isotopes lourds seront bien sûr sensibles aux facteurs géographiques, mais aussi, aux paramètres météorologiques (température, hauteur de pluie, humidité relative, direction du vent, origine et trajectoire des masses d'air, etc.) et aux périodes de mesures qui peuvent influencer directement la composition en isotopes stables des eaux de précipitation.

V.2 isotopes stables de la molécule d'eau dans les eaux de surface et souterraines

Dans le delta, les cartes de distribution spatiale des teneurs en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ montrent une large dispersion et une grande variabilité dans l'enrichissement en $\delta^{18}O$ et en $\delta^{2}H$ des eaux de surface et souterraines (Fig.75 et 76). Les variations spatiales des teneurs en isotopes stables n'indiquent aucun écoulement régional important. Elles semblent par contre, confirmer l'importance des écoulements à l'échelle locale avec des composantes latérale ou verticale significatives. Ainsi nous avons constaté, dans la plaine alluviale proche des axes hydrauliques, que les eaux souterraines sont généralement plus enrichies en isotopes stables et moins minéralisées. Ceci reflète principalement le rôle du mélange entre les eaux de surface et les eaux souterraines dans la plaine alluviale.

Cependant, la composition isotopique stable des eaux souterraines moins appauvries, dans les aquifères dunaires à nappe libre, indique généralement des eaux moins évoluées et probablement un mode de recharge par infiltration des eaux plus rapide. Il faut noter, que les contenus isotopiques des eaux souterraines dans l'hydrosystème du delta, semblent être en lien avec la situation géographique (côte/continent) et géomorphologique des sites de mesures (plaine alluviale/dune), avec les facteurs hydroclimatologiques (distance par rapport à un cours d'eau, température, saison, etc.) et avec le contexte hydrogéologique des réservoirs. Les analyses statistiques effectuées sur les isotopes stables de la molécule d'eau ont été consignées dans le Tableau 21. Ce tableau montre que les teneurs des eaux de surface varient entre -1,6 ± 0,15‰ et 6,0‰± 0,15‰ pour $\delta^{18}O$ et de -15,8‰ ± 1‰ et 25 ‰ ± 1‰ pour $\delta^{2}H$ avec respectivement des médianes de 1,04‰ ± 0,15‰ pour $\delta^{18}O$ et de -5‰ ± 1‰ pour $\delta^{2}H$ en période sèche.

Tableau 21: Analyse statistique des isotopes stables dans les eaux de l'hydosystéme du delta

	Formation Dunaire		Plaine alluviale		Eaux de surface	
	Oxygène-18					
Année	2005	2013	2005	2013	2005	2013
Minimum	-5,01	-4,9	-4,72	-5,47	-1,53	-2,24
Maximum	-1,09	-0,08	-0,59	3,99	6,04	5,9
Moyenne	-4,07	-3,7	-2,04	-1,57	1,31	0,68
Ecart-type	1,43	1,56	1,16	2,24	2,49	3,08
	Deutérium					
Année	2005	2013	2005	2013	2005	2013
Minimum	-38,3	-36,09	-32,6	-35,37	-15,8	-20,09
Maximum	-14,5	-14,65	-11,7	0,27	25,2	22,63
Moyenne	-31,31	-29,58	-20,1	-17,63	-0,85	-4,88
Ecart-type	32,25	30,39	20,98	19,9	12,67	16,29

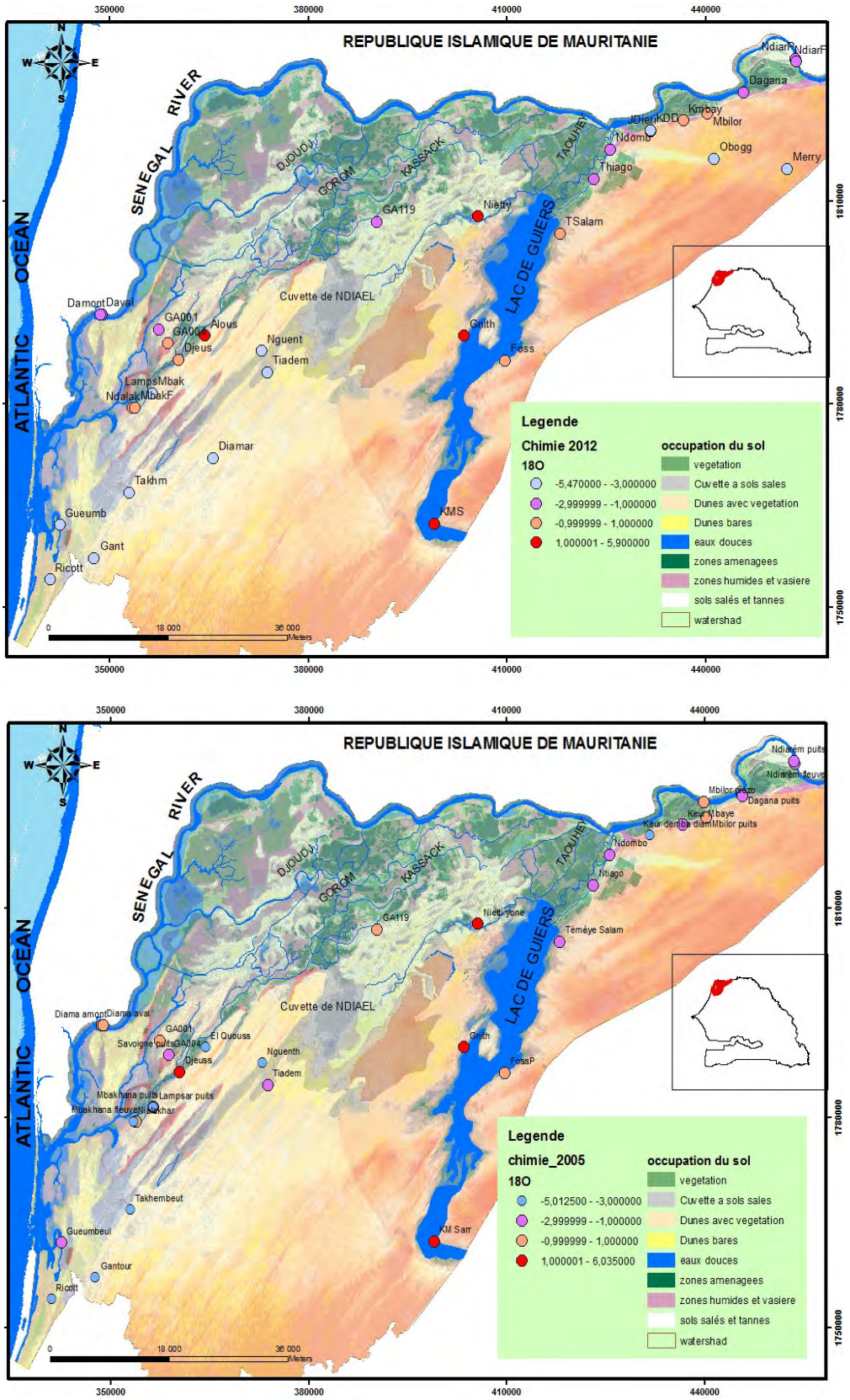


Figure 75 : *Carte de distribution des teneurs en Oxygène-18 des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal en 2005 et 2013*.

Alors qu'après la saison pluvieuse les teneurs isotopiques évoluent légèrement avec des médianes de -0,5‰ ± 0,15‰ pour $\delta^{18}O$ et de -14‰ ± 1‰ pour $\delta^{2}H$, ce qui dénote un caractère légèrement moins appauvri de ces eaux dû à l'effet saisonnier.

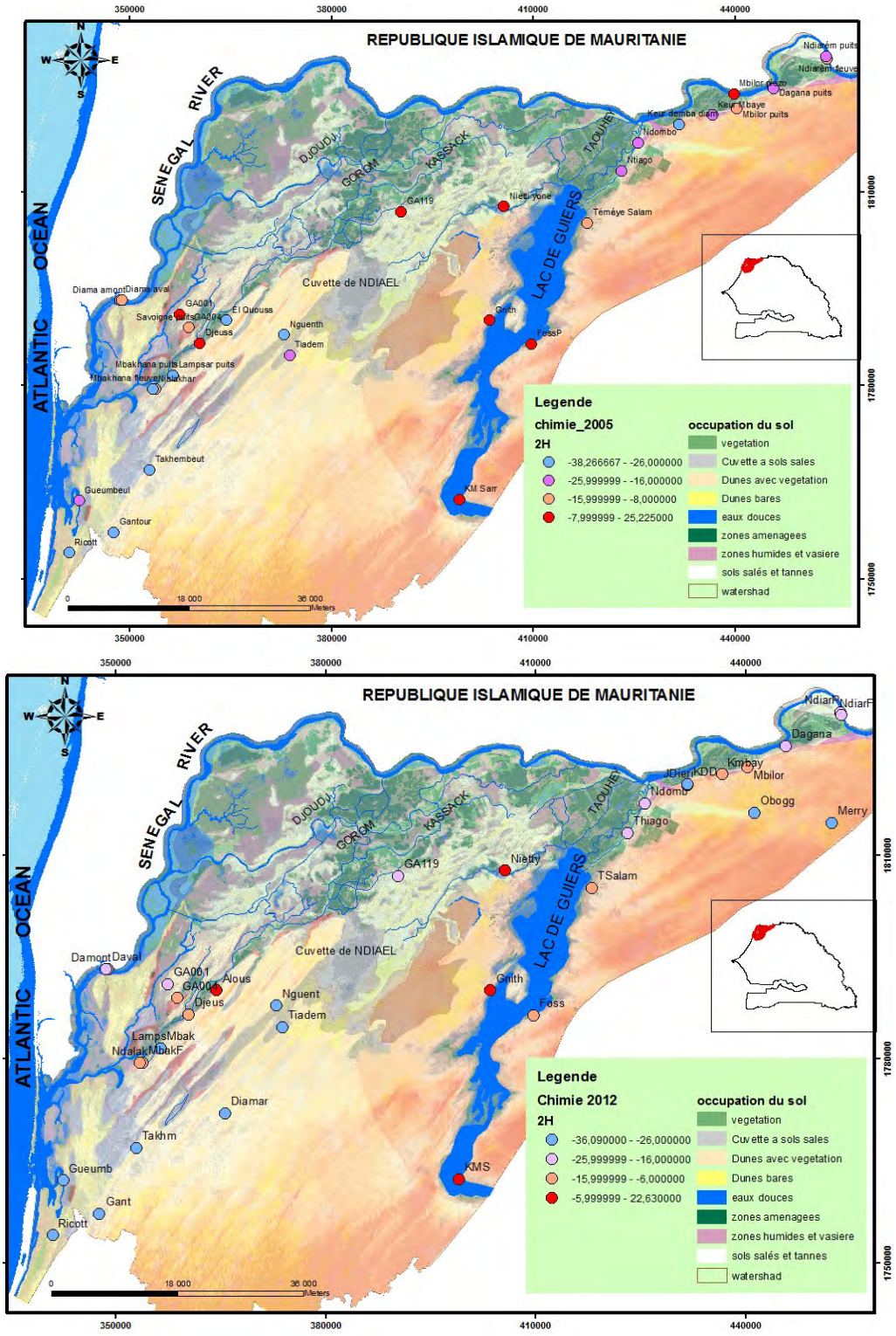


Figure 76: Carte de distribution des teneurs en Deutérium des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal en 2005 et 2013

Par contre, l'analyse statistique effectuée dans les eaux souterraines a permis de mettre en évidence une différenciation dans la composition des isotopes, ce qui a permis de les grouper ou de les individualiser en deux catégories d'eaux souterraines (Fig.77). Les eaux souterraines dans la plaine alluviale qui apparaissent généralement plus enrichies en isotopes lourds (-3,4 ‰ ± 0,15‰ <$\delta^{18}O$<-0,5‰ ± 0,15‰ ; -29‰<$\delta^{2}H$<-11‰ ±1‰) que les eaux souterraines dans les formations dunaires sous-jacentes (-5‰ <$\delta^{18}O$<-4‰ ± 0,15‰ ; -38<$\delta^{2}H$<-32‰ ± 1‰).

Pour le suivi isotopique des eaux souterraines, échantillonnées en fin de saison sèche et après l'hivernage (Tableau 21), l'analyse des valeurs médianes montre, en effet, un léger enrichissement en isotopes stables après les pluies d'hivernage. D'après Fontes et al., 1986 et Aranyossy et al., 1989, ces enrichissements isotopiques des eaux des nappes superficielles sont souvent induits par le lessivage périodique des eaux accumulées dans la zone non saturée et enrichie en isotopes stables par l'évaporation, lors des épisodes de recharge.

Ce phénomène qui semble être plus marquée dans les dunes, pourrait témoigner sans doute, du rôle important de l'évaporation dans ces milieux ou de la contribution des lames d'eaux infiltrées dans le renouvellement des réserves dunaires.

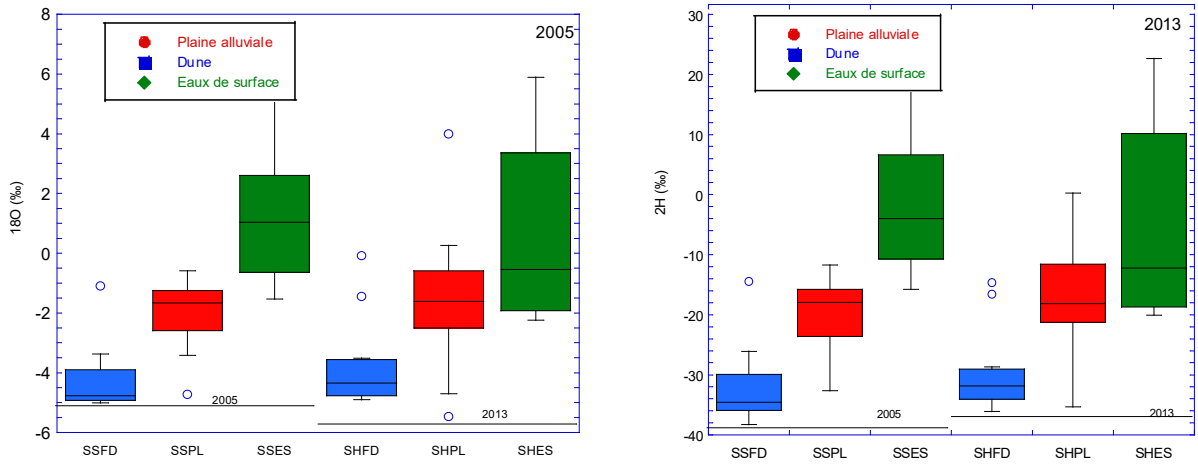


Figure 77: Représentation en Box plot des teneurs en ^{18}O et ^{2}H des eaux dans le delta (2005-2013).

Par ailleurs, l'analyse des diagrammes de fréquences sur la distribution des teneurs $\delta^{18}O$ des eaux, à travers les différentes unités hydrologiques (fleuve, dune, plaine alluviale) montre une évolution unimodale et asymétrique dans les eaux souterraines. Au niveau des dunes, les fréquences maximums sont comprises entre -5‰ et -4‰ avec toutefois des enrichissements en oxygène-18 jusqu'à des teneurs de -3‰. Seulement, un échantillon présente des teneurs comprises entre -5 et -6‰, caractéristiques des pluies actuelles. Dans la plaine alluviale, les contenus isotopiques sont plus enrichis et la fréquence maximale des teneurs est comprise entre -2‰ et -1‰ avec toutefois des enrichissements et des appauvrissements jusqu'à des teneurs respectives de 0‰ et de -3‰ (Fig.78). La distribution assez variable de ces signatures

isotopiques, dans l'espace, pourrait indiquer la différence dans les proportions de mélanges entre les eaux de surface très évaporées et les eaux souterraines de la nappe alluviale dont la grande majorité des échantillons présente un caractére plus évaporé.

Pour les eaux de surface la distribution est dissymétrique et hétérogène avec des valeurs souvent comprises entre -2‰ et 7‰ (Fig.78). Ainsi, peut-on avoir, à partir de la quantification et de l'analyse de la différenciation des teneurs isotopiques en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ suivant les catégories d'eaux, des indications plus précises sur les mécanismes de fonctionnement hydrauliques des aquifères superficiels, sur les modes de renouvellement des nappes, et même sur le contexte d'écoulement général des eaux dans l'hydrosystème du delta.

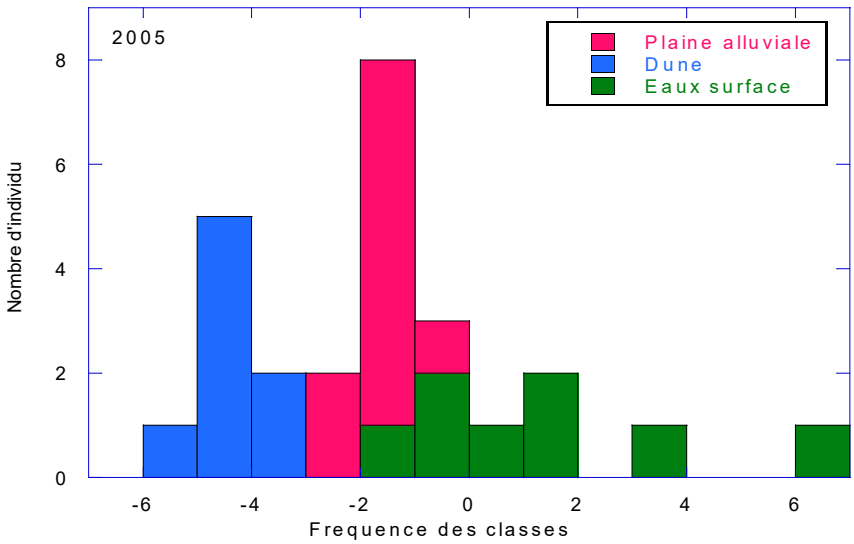


Figure 78: Fréquence de la distribution des teneurs ^{18}O dans les eaux de surface et souterraines dans le delta et la basse vallée du fleuve Sénégal

V.3 Relation oxygéne-18 ($\delta^{18}O$) et deutérium ($\delta^{2}H$)

Comme indiqué plus haut, les isotopes stables de la molécule d'eau sont utilisés comme traceurs naturels qui marquent directement l'eau et sont d'un intérêt particulier dans les recherches hydrologiques. Les données analytiques reportées dans le diagramme $\delta^{18}O$ vs $\delta^{2}H$, met en évidence 3 catégories d'eau (Fig.79) :

- les eaux souterraines dans les dunes de caractère plus appauvri en isotopes lourds ;
- les eaux de la nappe alluviale qui correspondent à des eaux de caractère intermédiaire ;
- et les eaux de surface très enrichies en isotopes lourds indiquant un effet d'évaporation plus important.

Ces catégories d'eaux se sont toutes placées sous la Droite Météorique Mondiale (DMM) et définissent des droites de régression successives avec des pentes variant entre 4 et 6. Ces déviations ou alignements très fréquemment observés en climats tempérés et sahéliens (Gonfiantini, 1986 ; Fontes et al., 1991), indiquent un enrichissement isotopique dû aux effets de

l'évaporation qui en général cause un déplacement très perceptible des valeurs de $\delta^{2}H$ et $\delta^{18}O$ par rapport à la droite de "la ligne des eaux météoriques mondiales".

Les enrichissements en $\delta^{18}O$ et $\delta^{2}H$ engendrés par l'évaporation diffèrent d'un climat à un autre. Ainsi, dans le delta du fleuve caractérisé par un climat chaud et un fort pouvoir évaporatoire (ETP = 2500 mm), la variation de la composition isotopique initiale au début du processus peut atteindre des teneurs importantes. De plus, il faut rappeler que, dans la plupart des eaux souterraines, ces enrichissements pourraient être liés : soit à l'évaporation prés de la surface dans la zone non saturée pendant l'infiltration, soit à l'évaporation secondaire lors de la chute des eaux de pluie ou les deux à la fois (Abass et al., 2010) ou simplement soit à partir des processus de mélange avec des masses d'eau plus enrichies.

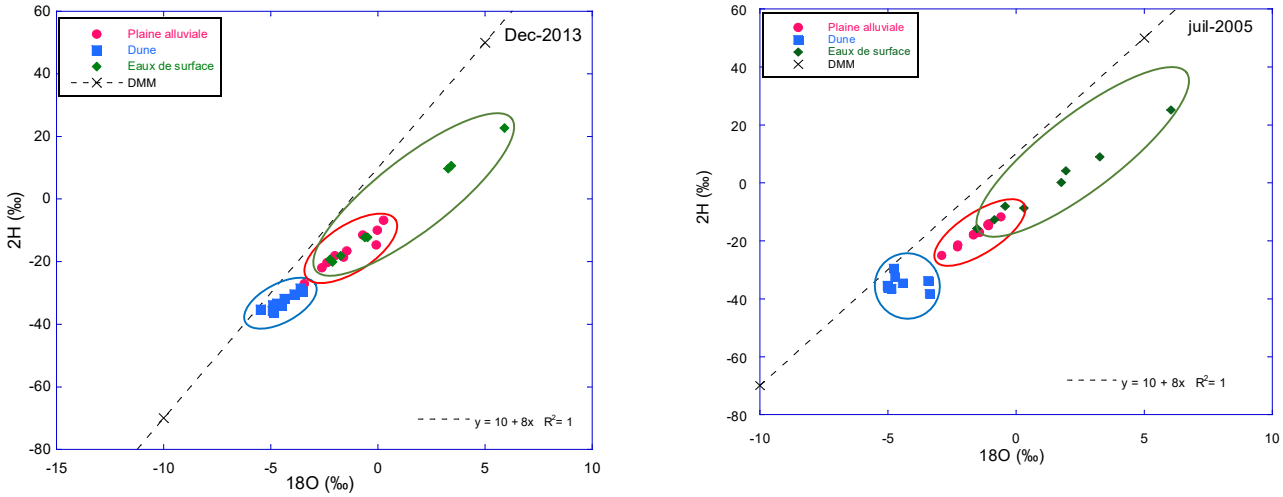


Figure 79: *Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) et Deutérium ($\delta^{2}H$) des eaux dans le delta du fleuve (2005 et 2013).*

V.3.1. Eaux de surface

Les eaux de surface au niveau du fleuve et dans les défluents (lac de Guiers, Djeuss et Mbakhana), ont montré un alignement sur une droite d'équation constante et linéaire de type : $\delta^{2}H = 5,4\ \delta^{18}O - 8,5$ (Fig.80). Avec des pentes de 5,4, les droites de régression linéaire mettent en évidence le caractère évaporé de ces masses d'eaux libres caractérisées dans la zone par un gradient constant d'enrichissement isotopique. D'après Craig et al., (1963), l'évolution de la composition isotopique d'une eau de surface en état d'évaporation, qui est un processus hautement fractionnant en climat semi-aride (Clark et Fritz, 1997), montre un enrichissement en isotopes lourd limité souvent par l'échange avec la vapeur atmosphérique. La composition isotopique de l'eau tend vers une valeur constante, dite d'état stationnaire isotopique c'est-à-dire dans le delta, le gradient constant d'enrichissement isotopique, pourrait être probablement caractéristique de ces phénomènes de rééquilibrage entre les masses d'eau libre et la vapeur ambiante.

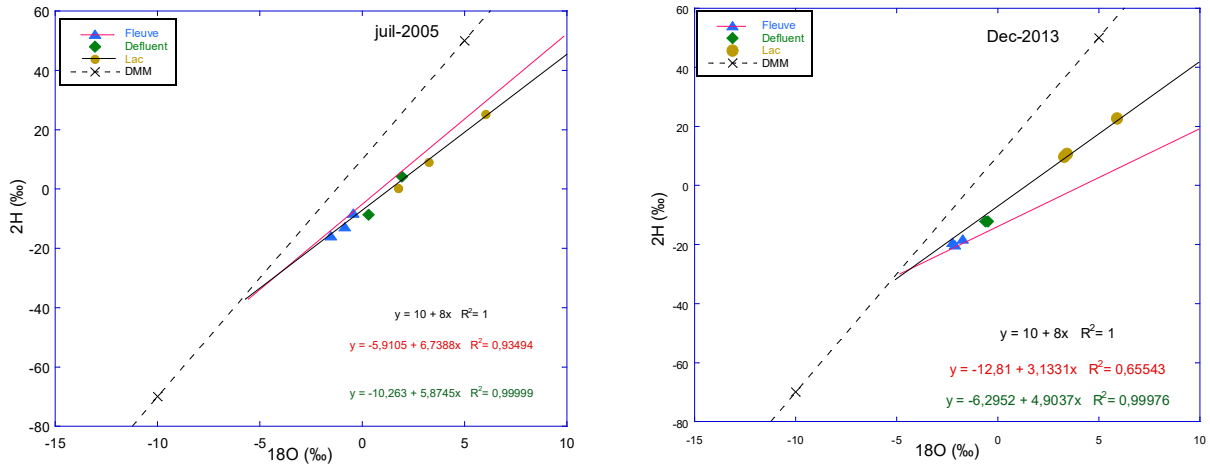


Figure 80: *Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) et Deutérium ($\delta^{2}H$) des eaux de surface dans le delta du fleuve Sénégal*

Il faut rappeler toutefois que ces processus d'enrichissements isotopiques sont fonction de la température, de la teneur en eau de l'atmosphère, de la vitesse d'évaporation ainsi que de la diffusion différentielle des molécules isotopiques dans l'air. Ceci peut générer ou expliquer les variations saisonnières et l'hétérogénéité de la fréquence de distribution des teneurs en isotopes lourds de la molécule d'eau dans les eaux de surface (Fig.81).

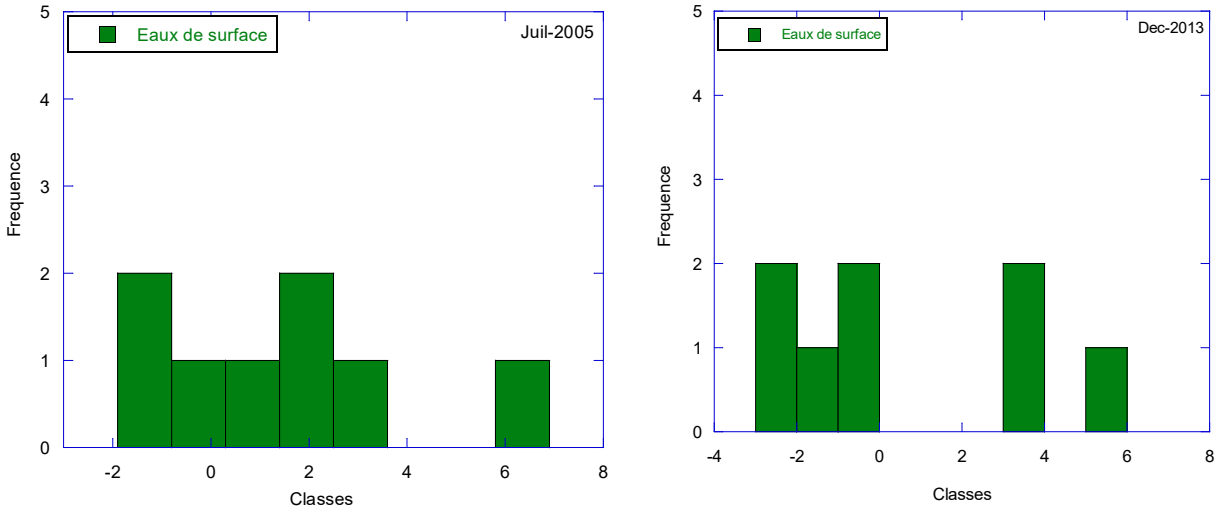


Figure 81: *Fréquence de distribution des teneurs en ^{18}O dans les eaux de surface*

Par ailleurs, ces enrichissements isotopiques dans les eaux de surface ont été également signalés par d'autres travaux réalisés plus en amont à travers la moyenne vallée du fleuve Sénégal (Illy, 1973, et EQUESEN, 1991). La comparaison de ces valeurs avec celles obtenues dans les eaux de surface en 2005, a montré une augmentation du gradient isotopique avant et après barrage et de l'amont vers l'aval (Diaw, 2008). La valeur de ce gradient isotopique varie, principalement, en fonction du temps de transit des eaux, du climat (les vents desséchants, dont les effets se

conjuguent avec ceux d'une forte insolation, peuvent accroître l'intensité de l'évaporation qui constitue un fait climatique majeur dans le delta), de la géométrie du réservoir, de la proximité de la mer et de la fonctionnalité du cours d'eau (drain naturel, déversoir des eaux usées, des pompages, etc.).

L'analyse des eaux prélevées sur le cours du fleuve montre qu'aucune différence significative n'est enregistrée entre le début de la saison humide (en juillet) et la fin de l'hivernage (en novembre-décembre). Ceci indique, sans doute, une bonne homogénéisation de la composition isotopique, qui est moins appauvrie, du fait des apports ou des renouvellements permanents induits par la gestion haute du fleuve. Les signatures isotopiques des eaux du fleuve mesurés dans les stations de Dagana et de l'amont-aval du barrage sur une série de 8 échantillons entre 2005-2013 (variant entre $\delta^{18}O$=-2,02‰ et -0,93‰ et $\delta^{2}H$=-19,4‰ et δ-12,2‰), apparait à priori plus enrichis que, le signal des précipitions locales (-5,5‰ $\delta^{18}O$ et δ-35‰ $\delta^{2}H$). Elles résulteraient de la teneur originelle moyenne des cumuls annuels des sources qui peuvent provenir de tout le bassin du Sénégal, sous un large éventail de latitudes avec des sources au Mali et en Guinée. L'analyse des échantillons d'eaux prélevés au niveau du lac de Guiers et dans certains défluents (Djeuss et Mbakhana), par rapport aux eaux du fleuve Sénégal, fait évidemment apparaitre un caractère encore plus enrichi, avec des moyennes respectives de 3,69 ‰ pour $\delta^{18}O$ et 11,44 ‰ pour $\delta^{2}H$ (lac) et -1,1‰ pour $\delta^{18}O$ et -2,25‰ pour $\delta^{2}H$ (défluents). Ainsi, la pente de la droite de régression linéaire des eaux du lac de Guiers est plus faible que celle définie par les eaux du fleuve Sénégal (Fig.81), ceci est lié à la différence de fractionnement isotopique entre ces masses d'eau et la vapeur.

Il faut rappeler que l'établissement de l'équilibre isotopique entre les eaux de surface (L) et la vapeur saturée (V) peut alors être admis à l'interface, i.e. $\delta V = \delta L + \varepsilon V/L$ où le terme fractionnement isotopique à l'équilibre dépend uniquement de la température et de la salinité de l'eau (AIEA, 2008). Mais ce fractionnement isotopique peut être aussi lié à la différence entre les pressions de vapeur saturante des molécules $^{1}H_{2}{}^{16}O$, $^{1}H_{2}{}^{18}O$ et $^{1}H^{2}H^{16}O$. En raison de cette différence, il se produit un enrichissement en isotopes lourds du réservoir liquide par évaporation préférentielle des isotopes légers dans la phase gazeuse.

Quand le milieu est ouvert, le flux d'évaporation devient supérieur au flux de condensation. Au fractionnement à l'équilibre se surimpose un fractionnement cinétique dû aux vitesses de diffusion différentes de $^{1}H_{2}{}^{16}O$, $^{1}H_{2}{}^{18}O$ et $^{1}H^{2}H^{16}O$ dans l'air humide. Cet effet cinétique est une constante à pression et température données et il est pratiquement identique pour ^{2}H et ^{18}O. Au niveau du lac de Guiers, les eaux prélevées en juillet 2005 s'alignent sur une droite de régression linéaire, de pente de 5,8 qui représente la condition isotopique d'équilibre entre l'eau et la vapeur ambiante dont le taux d'humidité relative h = 82%, en se basant sur l'étude de Gonfiantini, 1986 (Fig.82). Les facteurs de fractionnement kinétique ($\varepsilon^{18}O$bl-v et εDbl-v) peuvent être déterminés

en utilisant les équations suivantes développées par Gonfiantini (1986) : ε^{18}Obl-v =14,2 (1-h) % ; et εDbl-v= 12,5 (1-h)%. Le facteur de fractionnement des eaux du lac de Guiers est de 2,55‰ pour ε^{18}Obl-v et 2,25‰ pour εDbl-v. Pour la moyenne des températures annuelle de la zone d'étude égale à 30°C, les facteurs de fractionnement d'équilibres sont égaux $\delta(^{18}O)eq$ =-14,6‰ et $\delta(^{2}D)eq$ =-117,7‰ et l'enrichissement global par évaporation du lac est déterminé par $\delta(^{18}Ototal)$ = -12,05‰ et $\delta(^{2}Dtotal)$ =-115,45‰. La composition isotopique des eaux du lac qui s'évaporent augmente la concentration en isotopes lourds dans le liquide résiduel. La fraction de l'eau perdue par évaporation au niveau du lac de Guiers peut être calculée en se basant sur la distillation de Rayleigh. Ainsi, pour $\delta(^{18}O_{total})$* lnf =FE, la fraction résiduelle de l'eau (f) est égale à 0,70 et que la perte par évaporation est importante et représente 30% en 2005. Les résultats des calculs de la fraction résiduelle et les pourcentages de perte par évaporation du lac de Guiers et du fleuve sont consignés dans le Tableau 22.

Tableau 22: Pourcentages de fractions évaporées dans les eaux de surface

Réservoir	Période de mesure	Pente de la droite d'évaporation	$\delta^{18}O$ eaux de surface $\delta\ ^{18}Ond$=14,2(1-h)	$\delta\ ^{18}O_{total}$= $\delta(^{18}O)eq$+ $\delta\ ^{18}Ond$	Facteur d'enrichissement FE= $\delta^{18}O_{max}$-$\delta^{18}O_{min}$	Fraction résiduelle Lnf=FE/ $\delta^{18}O_{total}$	Pourcentage évaporé
Lac de Guiers	2005	5,8	14,2(1-0,82)= 2,55	-14,6+2,55=12,05	4,27	4,27/12,05=-0,35	**30%**
	2013	4,9	14,2(1-0,54)=6,5	-14,6+6,5=-8,1	2,62	2,62/-8,1=-0,32	**28%**
Fleuve du Sénégal	2005	6,7	14,2(1-0,92)=1,13	-14,6+1,13=-13,47	0,51	0,51/-13,47=-0,038	**4%**
	2013	4,3	14,2(1-0,40)=8,5	-14,6+8,5 =-6,1	0,69	0,69/-6,1=-0,11	**10%**

Il faut donc retenir, que le degré de l'enrichissement des eaux de surface (fleuve, lac de Guiers et autres défluents) dépend :

1) du flux d'évaporation en rapport avec la géométrie du cours d'eau ;

2) de l'hydrodynamisme de ces cours d'eau dont la circulation (faible dans le lac, moyenne dans les défluents et plus grande dans le fleuve) et le renouvellement sont entièrement tributaires de la gestion des plans d'eaux du fleuve et de la fonctionnalité du cours d'eau (drain naturel, déversoir des eaux usées, des pompages, etc.);

3) de la position continentale qui intensifie la forte reprise évaporatoire fractionnant de ces masses d'eaux libres;

4) du temps de transit des eaux et du taux de salinité (plus important dans le lac).

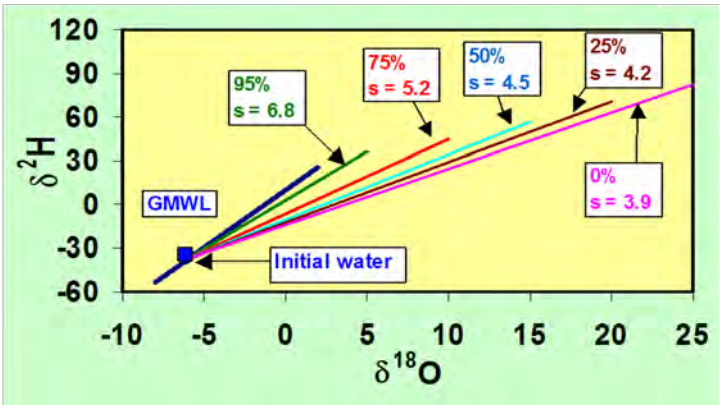


Figure 82: Relation entre pente d'évaporation définie à partir de ^{18}O vs ^{2}H et taux d'humidité (Eau évaporée non équilibré).

La forte empreinte de l'évaporation sur la composition isotopique des eaux de surface dans la région, rend très performante l'utilisation des isotopes stables de l'eau pour l'étude des relations entre les eaux de surface et les nappes alluviales.

V.3.2. Nappe de la plaine alluviale

La relation deutérium-oxygène 18 de l'ensemble des échantillons montre une dispersion des valeurs autour des médianes :-1,6‰ pour oxygène-18 avec respectivement des écarts types variant entre 1,2 et 2,2‰ et -18‰ pour deutérium avec comme des écarts types compris entre 20 et 21‰. La fréquence de distribution des teneurs en isotopes stables des eaux de la nappe alluviale dissymétrique et hétérogène (Fig.83) peut indiquer des variations dans le mode de recharge (drainage latéral ou vertical) et probablement dans les époques de recharge (actuelle ou ancienne ; humide ou sèche) des eaux de la nappe alluviale. Il faut rappeler que les eaux rechargées au cours des périodes plus humides du Nouakchottien doivent être systématiquement plus appauvries en isotopes lourds par rapport aux précipitations modernes.

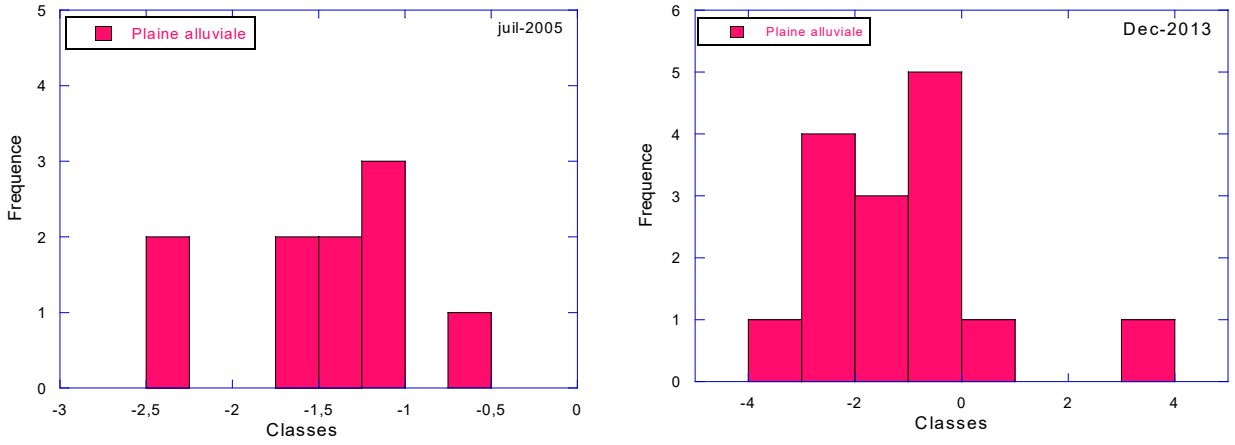


Figure 83: Fréquence de distribution des teneurs en ^{18}O dans la plaine alluviale du delta et de la basse vallée du fleuve Sénégal

L'interprétation des teneurs isotopiques des eaux de la nappe alluviale a clairement mis en évidence un enrichissement isotopique qui s'accompagne d'une forte diminution de "d" (Tableau 23). Or, pour expliquer une telle évolution, il faut supposer l'existence de masses d'eau de diverses origines, dont le cachet isotopique est très singularisé et enrichi. Pour caractériser ces origines différentes, les droites de mélanges ont été utilisées ; ces dernières sont d'ailleurs souvent confondues avec les droites d'évaporation puisque les eaux ont la même origine, mais un taux d'évaporation différent. La majorité des eaux de la nappe alluviale se trouve sur la droite d'évaporation des eaux de surface où entre la droite d'évaporation des eaux de surface et celle de la nappe alluviale. Ces droites d'évaporation qui permettent de caractériser les mélanges des eaux deviennent un indicateur du temps de séjour de l'eau dans l'aquifère alluvial.

La figure 84 indique que les eaux de la nappe du Nouakchottien sont situées nettement en dessous de la DMM et s'alignent sur des droites de régression linéaire avec des pentes successives de 4,6 et de 5,8 respectivement en décembre 2013 et en juillet 2005. Elles présentent un caractére isotopique évaporé qui pourrait indiquer probablement provenir : soit de l'infiltration d'eau de surface ayant subi une évaporation ou soit d'eaux de pluie évaporées durant leur transit dans la zone non saturée du sol ou les deux à la fois.

Les apports directs par les précipitations, dont la quantification n'a pu pour le moment être effectuée, sont supposés être apparemment faibles ou négligeables du fait de l'extension et de la nature très hétérogène (argilo-limoneuse et limono-sableuse) des sédiments. Ils sont à la limite très variable d'un point à un autre et suivant les années. Si la recharge directe n'est pas importante, dans ces types de sédiments alluviaux, les mécanismes indirects peuvent devenir alors primordiaux. Ainsi, les apports indirects par les eaux de surface ou d'irrigation surtout dans le contexte de la gestion hydraulique actuelle, demeurent vraisemblablement les plus significatifs et les plus constants. L'analyse du tableau 23 et de la figure 84 montre que les eaux de la nappe alluviale sont bien groupées autour des valeurs moyennes de la composition isotopique caractéristique des eaux du fleuve ($\delta^{18}O$=-2,02‰ à -0,93‰ et $\delta^{2}H$=-19,4‰ à -12,2‰), surtout juste après la période pluvieuse. Le mélange avec les eaux de surface enrichies va alors provoquer un enrichissement en isotope lourd des eaux de la nappe alluviale.

Ceci rend plausible l'hypothèse d'une alimentation, par drainage latéral des eaux du fleuve. Les variations des niveaux piézométriques enregistrées sur les ouvrages mettent en évidence la représentativité de la recharge qui est en rapport direct avec la proximité d'un foyer de recharge (cours d'eau, aménagement hydroagricole, canaux d'irrigation, etc.).

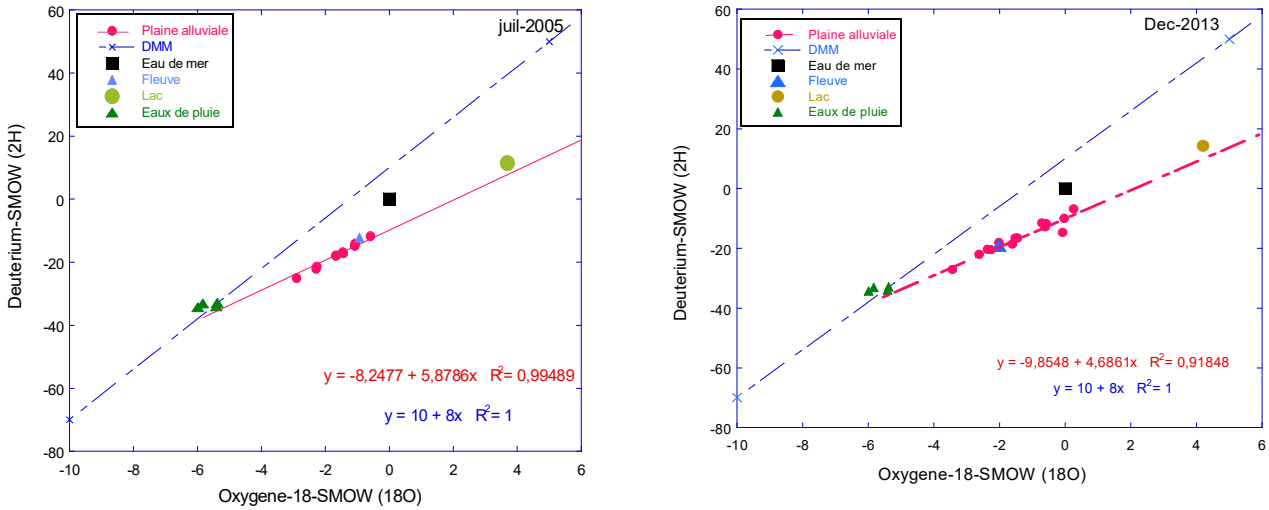


Figure 84: Relation Oxygène-18 et Deutérium des eaux souterraines dans la plaine alluviale

Tableau 23 : Représentation des valeurs d-excess, des teneurs en $\delta^{2}H$ et en $\delta^{18}O$ (exprimée en ‰) et de la profondeur (m) dans la nappe alluviale

Nom	d-excess (‰)	^{18}O (‰)	^{2}H(‰)	Profondeur (m)	d-excess (‰)	^{18}O (‰)	^{2}H (‰)	Profondeur (m)
Ouvrage	Juil-2005				Dec-2013			
Savoigne puits	-5,5	-1,07	-14,1	3,13				
Dagana puits	-4,6	-1,66	-17,9	5,25	3,13	3,13	3,13	3,13
Ndiarém puits	-3,3	-2,27	-21,4	3,5	5,25	5,25	5,25	5,25
Mbilor puits	-7,0	-0,59	-11,7	4,95	-7,92	-0,61	-12,80	4,62
Keur Mbaye	-5,7	-1,43	-17,2	9,09	-7,1	-0,58	-11,71	8,9
Ndombo	-4,6	-1,67	-18,0	5,32	-1,0	-2,62	-21,99	4,7
Ntiago	-5,2	-1,45	-16,8	5,5	-1,4	-2,37	-20,37	5,4
Téméye Salam	-6,2	-1,08	-14,8	6,7	-9,7	-0,03	-9,95	4
Mbakhana puits	-5,7	-1,09	-14,5	6,4	-5,01	-1,45	-16,61	6,2
Gueumbeul	-3,8	-2,29	-22,1	2	0,4	-3,43	-27,01	2,9
El Quouss	-2,1	-3,42	-29,5	7,3	-4,4	-2,99	-28,27	6,4
GA119					-2,0	-2,02	-18,15	4,2
GA001					-5,7	-1,61	-18,56	3,9
GA004					-5,8	-0,71	-11,47	3,4
Foss					-8,9	0,26	-6,81	4,5
Eaux du fleuve					-4,8	-0,93	-12,2	
Eaux du lac					18,09	3,69	11,43	

Sur la figure 85, nous n'avons constaté aucune relation significative entre la profondeur et la teneur en oxygène-18. Cette dernière apparaît ainsi, plutôt fonction, de la typologie variable des eaux d'infiltration. Ces constats sont en accord avec les résultats des études piézométriques qui mettent en exergue l'influence probable de diverses sources notamment celles provenant du fleuve, des cours d'eau secondaires, de l'irrigation et probablement des pluies sur la recharge des aquifères alluviaux.

Compte tenu, de ces informations et sur la base de la distribution isotopique dans la nappe alluviale, nous pouvons envisager une recharge au travers d'un mélange d'eaux d'origines

et de compositions isotopiques différentes (eaux de surface, irrigation, pluies, etc.). En plus, de la diversité de la typologie des eaux d'origine, un enrichissement isotopique local, par évaporation fractionnant des masses d'eaux infiltrantes, peut être observé (Fig.85a). Cet enrichissement pourrait être en rapport direct avec la porosité des sédiments plus ou moins argileux couplée à la profondeur du niveau statique de la nappe, mais aussi aux effets de mélanges avec les eaux de surface plus enrichies qui favorisent leur dispersion surtout après la saison pluvieuse (Fig.85b).

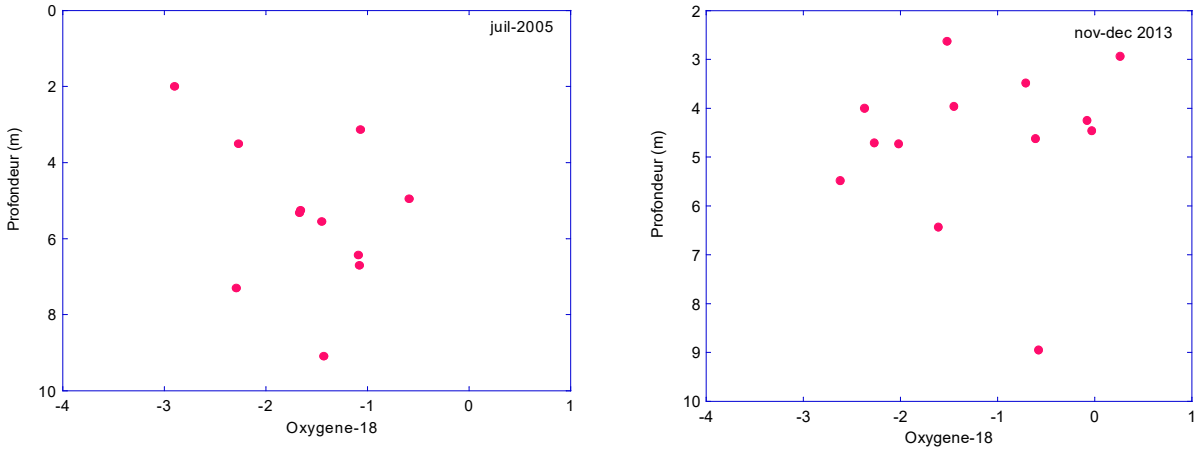


Figure 85 : Relation entre les teneurs en oxygène-18 et la profondeur du niveau statique des eaux souterraines dans la plaine alluviale du delta

La fraction de l'eau perdue par évaporation est également calculée en se basant sur la distillation de Rayleigh. Pour la moyenne des températures annuelle de la zone d'étude de 30°C et des facteurs de fractionnement d'équilibres égaux à $\delta(^{18}O)eq$ = -14,6‰ et $\delta(^{2}D)$ = -117,7 ‰, l'enrichissement global par évaporation de la nappe alluviale est déterminé par $\delta(^{18}Ototal)$ = -7,7‰ et -11,9‰ respectivement en 2005 et 2013. Selon l'équation : $\delta(^{18}Ototal) * lnf$ = 2,6‰ et 1,9‰, les fractions résiduelles de l'eau (f) et les pertes par évaporation, sont calculées et représentées dans le tableau 24.

Tableau 24: *Représentation des pourcentages de fractions évaporées des eaux de la nappe alluviale*

Période	Pente de la droite d'évaporation	$\varepsilon^{18}O$ eaux nappes des dunes $\varepsilon^{18}Ond$= 14,2(1-0,76)	$\varepsilon^{18}O_{total}$= $\varepsilon(^{18}O)eq$ + $\varepsilon^{18}Ond$	Facteur d'enrichissement FE= $\delta^{18}O_{max}$-$\delta^{18}O_{min}$	Fraction résiduelle Lnf=FE/ $\varepsilon^{18}O_{total}$	Pourcentage évaporé
Juillet 2005	5,8	6,95	-7,7	2,9	lnf=-0,38	**29%**
Décembre 2013	4,6	2,69	-11,9	5,4	lnf=-0,45	**25%**

V.3.3. Nappe des dunes

L'analyse plus détaillée de ce groupe d'eau permet d'observer que dans les formations dunaires de l'Ogolien, les teneurs isotopiques des eaux souterraines sont relativement plus appauvries que les autres catégories. La fréquence de distribution des teneurs en oxygène-18 dans les eaux

souterraines variant entre -5,5 (‰) et 3,5 (‰), est dissymétrique et marque une certaine irrégularité saisonnière (Fig.86). Cette variabilité saisonnière des compositions des isotopes stables pourrait être liée à la typologie des eaux de recharge, mais également à la température qui génèrent souvent des modifications de la composition isotopique initiale par reprise évaporatoire. Ainsi, les eaux souterraines s'alignent régulièrement sur des droites d'évaporation dont les pentes sont assez variables du fait du régime hydroclimatique qui peut être extrême dans ces environnements dunaires chauds et arides souvent soumis à des sécheresses prolongées, interrompues par des précipitations épisodiques. Cette observation est surtout valable pour l'échantillonnage du mois de juillet (Fig.87) qui laisse penser, sans doute, à une influence de la recharge par les premiers épisodes pluvieux plus importants. Toutefois, la signature isotopique des eaux de nappe ne correspond pas forcément aux moyennes pondérées des précipitations, d'une part parce que les pluies les plus faibles ne rechargent pas, et d'autre part parce que les pluies du début de saison sont moins appauvries que celles du mois d'août.

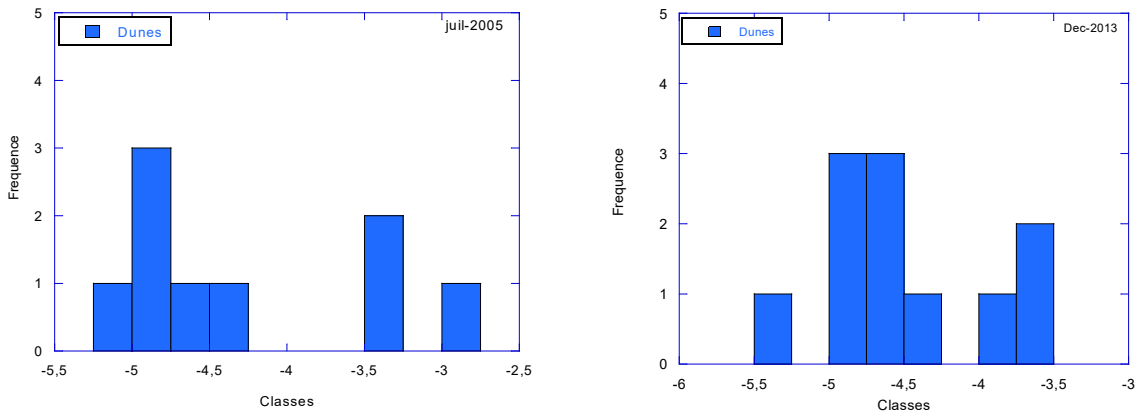


Figure 86: *Fréquence de distribution des teneurs en ^{18}O dans les dunes du delta et de la basse vallée du fleuve Sénégal*

Les données des eaux de pluie enregistrées sur plusieurs stations du pays, plus particulièrement dans les stations de Richard Toll et de Saint-Louis (Travi et al., (1987) ont permis de mettre en évidence l'absence du signal évaporatoire des pluies lors de leur chute. Elles varient respectivement entre -5,83 et -5,38 ‰ pour $\delta^{18}O$ et de -33,1 et -32,9 ‰ pour $\delta^{2}H$ dans la station de Richard Toll et -5,41 et -5,98 ‰ pour $\delta^{18}O$ et de -34,05 et -37,2 ‰ pour $\delta^{2}H$ dans la station de Saint-Louis. Cette analyse a été successivement confirmée par Gaye, 1990 et Tandia, 1990, respectivement dans les régions de Dakar et de Casamance mais aussi par les eaux de la nappe qui se trouvent sur la DMM. Sur la base de ce constat, nous pouvons donc indiquer que la signature évaporée de ces eaux souterraines ne pourrait être acquise qu'au cours de la percolation des eaux de pluie à travers la zone non saturée. Dans le delta du fleuve, pour valider ce constat, par rapport à un éventuel enrichissement isotopique induit par l'évaporation du plan d'eau infiltrant ou par la vaporisation de l'eau dans la zone non saturée, nous avons comparé les

teneurs de d-excess des eaux météoriques et souterraines. Les valeurs de d-excess calculées dans les eaux souterraines des dunes sont consignées dans le tableau 25.

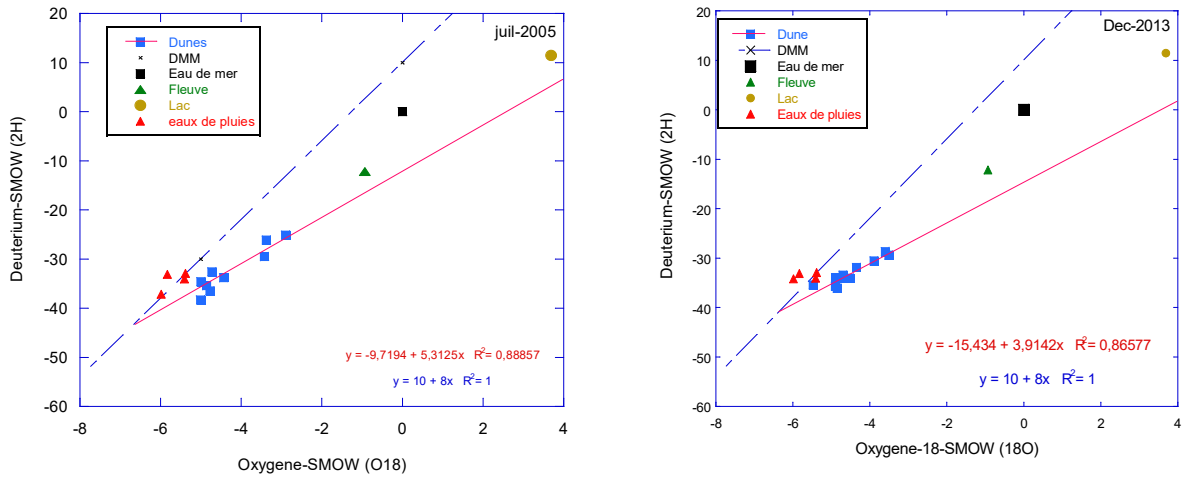


Figure 87: *Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) et Deutérium ($\delta^{2}H$) des eaux souterraines dans les dunes.*

Daansgard, 1964 définit le d-excess comme étant égale à $D = \delta^{2}H - 8\,\delta^{18}O$. Cette valeur est utilisée, particulièrement, comme traceur des sources de vapeur fréquemment liées aux conditions météorologiques de la région et de la valeur recyclée sur le continent. Mais elle est également comme outil complémentaire pour comprendre les processus de recharges (Abass et al., 2010), en indiquant l'effet de l'évaporation secondaire. L'analyse du tableau 25, indique que les valeurs, de d-excess dans les eaux souterraines, sont globalement positives et inférieures à celle de la valeur moyenne globale de d-excess (d<10). Lorsque, le d-excess <10 et la pente inférieure à 8, ceci traduit une ré-évaporation des eaux en atmosphère désaturée (Joseph et Aranyossy, 1992).

Il faut signaler que dans les régions arides, l'effet paléoclimatique se traduit par un appauvrissement en isotopes stables par rapport aux eaux modernes. Le cachet appauvri des isotopes lourds dans les dunes, pourrait être caractéristiques :

-(hypothèse 1) des eaux anciennes probablement, mises en place à l'issue de recharges anciennes qui se sont produites successivement au cours des périodes post-Ogolien notamment au cours de l'Holocène. Les reconstitutions paléoclimatologiques dans le delta (Audibert, 1970) ont démontré, en effet, que du fait de l'aridification progressive du climat de cette époque, les nappes contenues dans les formations dunaires de l'Ogolien ne sont mises en place, que durant les phases humides de l'Holocène. Au cours desquelles, les niveaux piézométriques de la nappe étaient à leur maximum donc pouvant conserver le caractère du paléoclimat marqué souvent par un appauvrissement isotopique par rapport aux eaux modernes. Ce qui apparaît, si l'on prolonge la droite d'évaporation des eaux de la nappe dunaire, elle recoupe la DMM pour des valeurs plus appauvries que les pluies actuelles (point d'intersection situé entre -6,5‰ pour $\delta^{18}O$ et -42‰

pour δ^2H). Ceci tendrait à prouver effectivement qu'il y a des eaux un peu plus anciennes dans les dunes (à préciser avec le tritium).

Tableau 25: *Representation des valeurs d-excess, des teneurs en δ^2H et en $\delta^{18}O$ (exprimée en ‰) et de la profondeur (m) dans les eaux souterraines des dunes.*

Nom	d-excess (‰)	^{18}O (‰)	^2H(‰)	Profondeur (m)	d-excess (‰)	^{18}O (‰)	^2H (‰)	Profondeur (m)
	Juil-2005				**Dec-2013**			
Gantour	1,7	-4,43	-33,8	9,43	3,0	-4,35	-31,87	9,2
Ricott	5,4	-5,00	-34,6	3,95	5,2	-4,89	-33,95	3,9
Keur Demba Diam	0,8	-3,37	-26,1	11,76	2,1	-4,52	-34,05	11,16
Takhembeut	1,8	-5,01	-38,3	4,94	3,5	-4,69	-33,99	5,01
Nialakhar	3,5	-4,86	-35,4	5,48	-2,0	-4,08	-34,65	6,22
Nguenth	5,2	-4,72	-32,6	2,8	8,4	-5,47	-35,37	4,39
Tiadem	-1,9	-2,90	-25,1	1,68	4,2	-4,70	-33,45	2,75
Lampsar puits	1,7	-4,77	-36,5	13,35	2,7	-4,85	-36,09	12,86
Merry					0,2	-3,60	-28,66	15,68
Obogg					3,6	-4,90	-35,64	16,64
JDieri					0,6	-3,89	-30,52	14,51
Diamar					-1,4	-3,51	-29,43	10,16
Eaux de pluie Richard Toll	13,5	-5,83	-33,1					
	10,14	-5,38	-32,9					
Eaux de pluie Saint Louis	9,23	-5,41	-34,05					
	10,64	-5,98	-37,2					

-(hypothèse 2) des eaux avec des composantes d'eaux de pluie plus actuelles recyclées au cours l'infiltration à travers l'évaporation durant la condensation sous les conditions atmosphériques arides. On devrait donc s'attendre à des eaux très évaporées et des valeurs de d-excess supérieur à 10, puis que la condensation d'une vapeur continentale (eau de surface ré-évaporé) augmente l'excès en deutérium et pas l'inverse. L'analyse du tableau 25 et de la Figure 88 montre que les eaux de la nappe sont faiblement évaporées et leurs teneurs isotopiques s'alignent très proche de la DMM. La valeur moyenne des signatures isotopiques des eaux souterraines dans les dunes ($\delta^{18}O$ =-4,6‰ et δ^2H=-34‰) est assez proche de la valeur moyenne de la composition isotopique caractéristique des eaux de pluie ($\delta^{18}O$= -5,4‰ et δ^2H=-35,37‰). Cette analyse indique aussi une diminution globale des valeurs en d-excess (d-excess<10). Ces deux conditions ne vérifiant pas la deuxième hypothèse, les résultats semblent être plus en conformité avec la première hypothèse compatible aux eaux anciennes. Ainsi, nous pouvons considérer que cette diminution en d-excess dans les eaux de la nappe des dunes est à rechercher plutôt sur l'effet de continentalité, mais aussi sur les caractéristiques physiques du milieu (géologie, hydrogéologie, climat, etc.). En particulier sur les effets d'évaporation prés de la surface au cours de la percolation, auxquels peuvent surimposer, les effets de facteurs locaux liés généralement aux situations météorologiques (hauteur de pluie, humidité relative, température, direction des vents, etc.) et

aux conditions environnementales locales (nature lithologique des terrains traversés, profondeur de la nappe captée, position géographique et géomorphologie des sites et exploitation de la nappe, etc.). Ces effets, variant d'une surface à une autre, pourraient être à l'origine de l'hétérogénéité des valeurs de d-excess observées dans les dunes.

La question qu'on devrait se poser consiste à dire : est-ce que les processus évaporatoires, surviennent-ils avant ou après la recharge dans les dunes ? En effet, dans ces recouvrements sableux, la zone non saturée présente des épaisseurs de couvertures variables, de sorte que, l'eau qui s'infiltre dans les parties épaisses met beaucoup plus de temps à atteindre la nappe et sont de plus en plus exposées à l'évaporation. Et que dans ces sols nus, lorsque la nappe se rapproche du sol, l'évaporation est ainsi favorisée. Ceci met en évidence un enrichissement isotopique croissant (Dincer et al., 1983, Aranyossy et al., 1989). La figure 89 indique que les enrichissements isotopiques des eaux de la nappe des dunes sont sensibles à ces deux phénomènes évaporatoires.

Il faut indiquer aussi qu'en l'absence d'une forte reprise évaporant (au-delà de la zone d'évaporation), les caractéristiques isotopiques moyennes de la nappe superficielle des dunes peuvent alors, être considérées comme représentatives des recharges successives qui s'intègrent dans la nappe, suivant un processus naturellement pondéré des différents signaux isotopiques "entrés" (Joseph et Aranyossy, 1989). Et que ces processus aboutissent d'après Darling et al. (1987), à une signature isotopique caractéristique aux valeurs moyennes pluriannuelle des eaux de pluie qui s'infiltrent et celles des eaux souterraines en régions subdésertiques.

L'hypothèse de la représentativité de la recharge par rapport aux volumes précipités et d'une recharge par infiltration directe des eaux de précipitations successivement soumis à une reprise évaporatoire au cours de leur percolation et après la recharge, semble être plus en conformité avec les résultats obtenus dans les nappes dunaires.

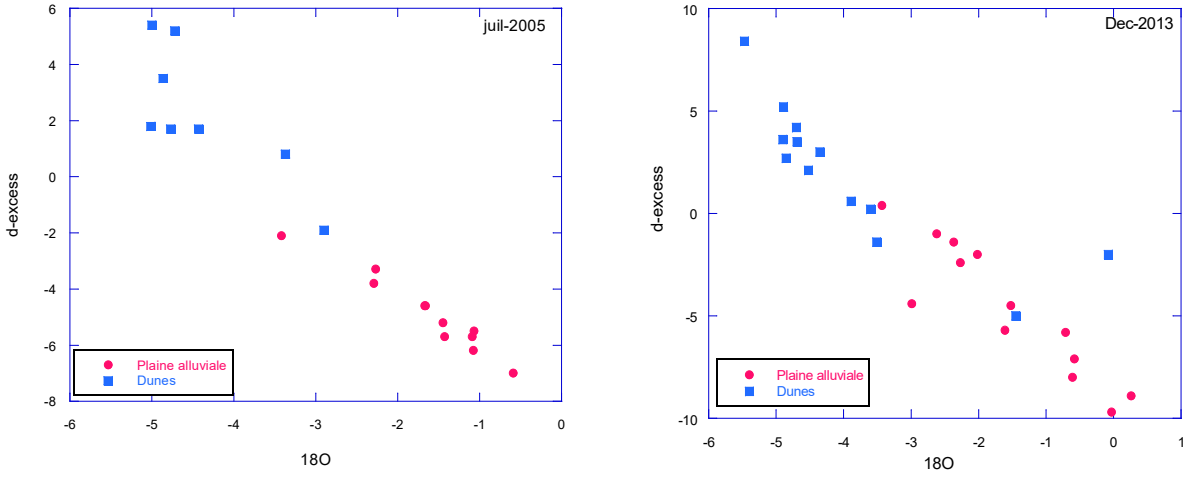


Figure 88: *Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) et d-excess (D) des eaux souterraines dans le delta du fleuve Sénégal*

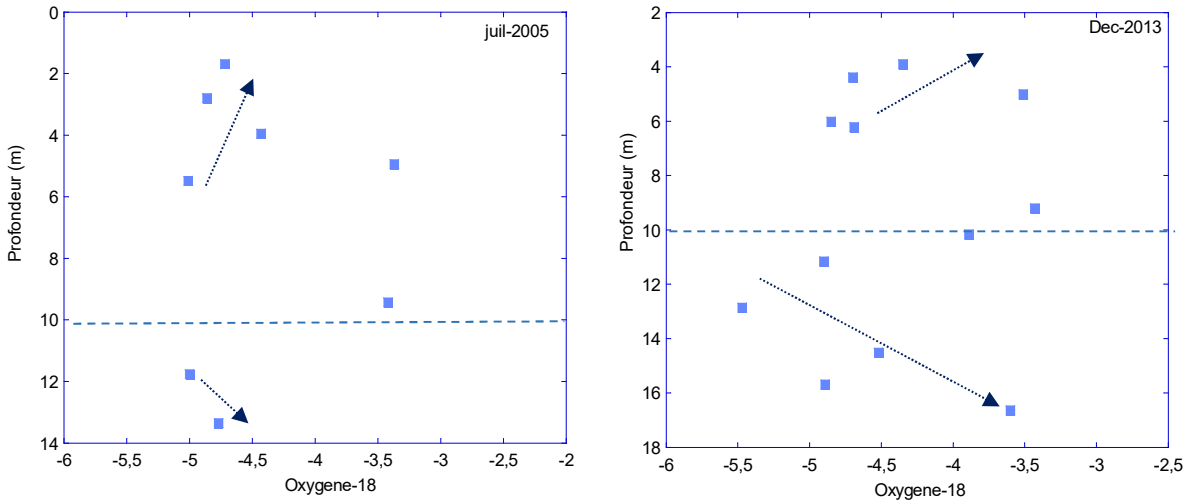


Figure 89: Relation oxygène-18 et niveau statique des eaux souterraines dans les formations dunaires

La fraction de l'eau perdue par évaporation dans les dunes est aussi calculée, toujours en se basant sur la distillation de Rayleigh. Les fractions résiduelles de l'eau (*f*) et les pertes par évaporation sont calculées et représentées dans le tableau 26.

Tableau 26: *Représentation des pourcentages de fractions évaporées des eaux de la nappe des dunes*

Période	Pente de la droite d'évaporation	$\delta\ ^{18}O$ eaux nappes des dunes $\delta\ ^{18}Ond=14,2(1-0,76)$	$\delta^{18}O_{tot\ al}=\delta(^{18}O)eq+\delta\ ^{18}Ond$	$FE=\delta^{18}O_{max}-\delta^{18}O_{min}$	Fraction résiduelle f	Pourcentage évaporé
Juillet 2005	5,3	3,4	-11,4	3,8	0,71	**29%**
Décembre 2013	4,9	10,08	-4,51	4,8	0,34	**66%**

V.4 Activités en tritium des eaux

V.4.1. Répartition des teneurs en tritium

Pour conforter les résultats des isotopes stables, il parait maintenant nécessaire d'utiliser des analyses complémentaires, notamment des mesures d'activité en tritium, afin d'évaluer les temps de séjour relatifs dans les nappes alluviale et dunaire. Il faut rappeler que le tritium ^{3}H est un traceur historique ou un marqueur d'événement, produit naturellement dans l'atmosphère ou introduit à des concentrations très élevées par les essais thermonucléaires à partir de 1952. Depuis, il est indiscutablement présent dans les eaux de surface et les eaux souterraines ayant reçu le renouvellement ou la participation d'eaux récentes. La distribution géographique des teneurs en tritium fait apparaître une différenciation entre les catégories d'eau bien identifiées (Fig.90). L'analyse statistique (Tableau 27) et les diagrammes de fréquences sur la distribution des teneurs en tritium des eaux (Fig.91) montrent une distribution asymétrique dans les eaux souterraines.

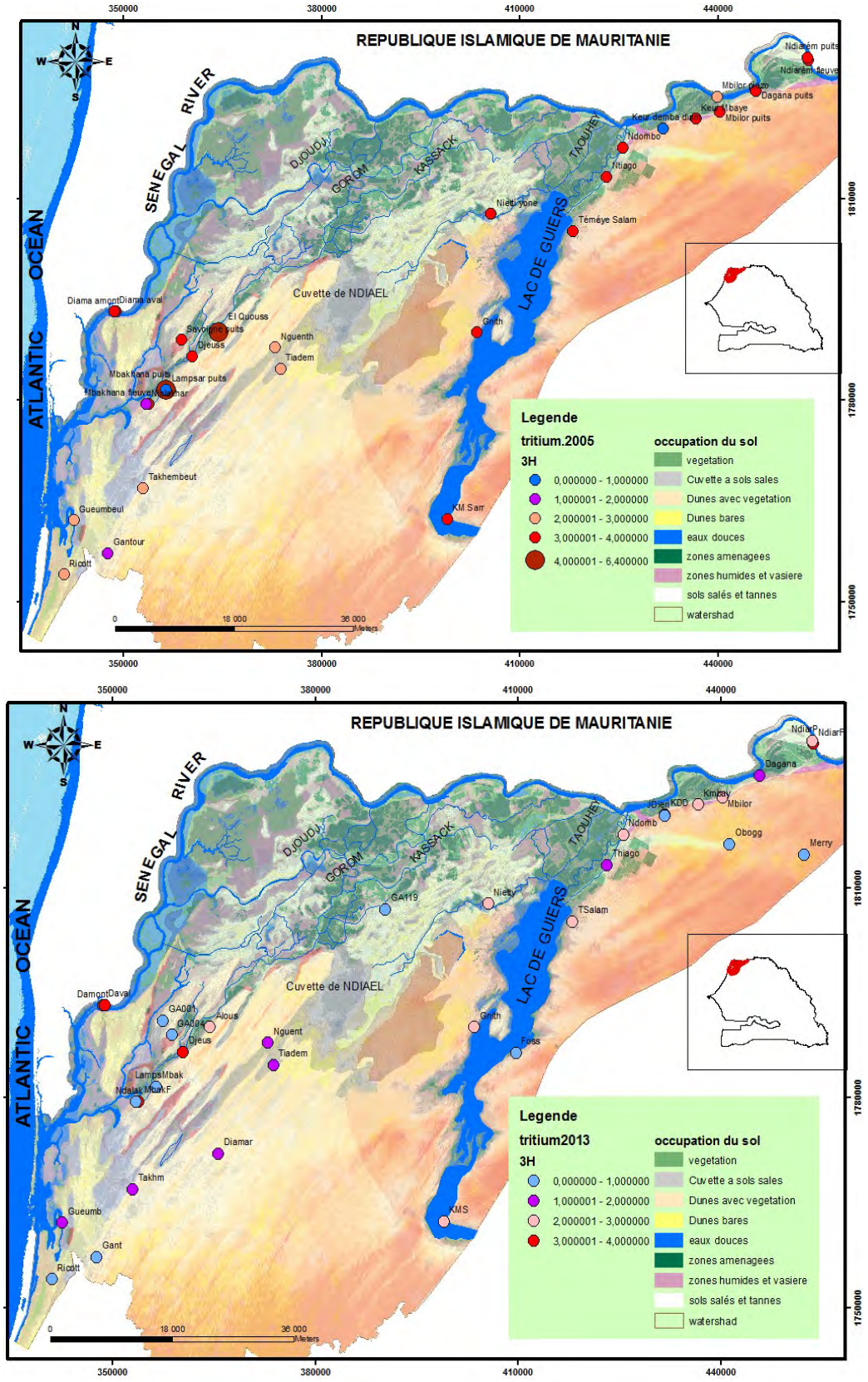


Figure 90: Carte de distribution des activités de tritium des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve

Au niveau des dunes, les fréquences maximales sont comprises entre 2-3± 0,7UT avec toutefois des activités plus faibles, jusqu'à 0 ± 0,7UT. En effet, les eaux dont les teneurs en tritium sont faibles (inférieures ou égales à ce bruit de fond : 1UT) peuvent être considérées comme étant des eaux infiltrées avant les essais thermonucléaires. Par contre, les eaux dont les teneurs en tritium sont supérieures à 1UT et qui polarisent l'essentiel des échantillons résulteraient de mélanges d'eaux à différents temps de séjour. Ces mélanges sont possibles entre : des eaux anciennes dépourvues de tritium et des eaux actuelles, des eaux anciennes et des eaux subactuelles (reliquat du pic de 1963), ou des eaux actuelles et des eaux subactuelles. Au niveau de la plaine alluviale, les fréquences maximums sont concentrées entre 3-4 ± 0,7UT avec des valeurs entre 2± 0,7UT et 5-7± 0,7UT. Cet étalement des valeurs pourrait être également caractéristique de mélanges d'eaux provenant sans doute des précipitations actuelles (2-4± 0,7UT), des eaux de surface infiltrées dont les teneurs en tritium tournent autour de 3-4 ± 0,7UT et éventuellement d'eaux souterraines relativement anciennes ou subactuelles.

Tableau 27: Analyse statique des teneurs en tritium des eaux dans le delta du fleuve Sénégal

	Plaine alluviale		Dunes		Eaux de surface	
	Année de mesure					
	2005	2013	2005	2013	2005	2013
Min	2,9	1,8	0,6	0,3	3,3	2,3
Max	6,4	2,9	2,8	1,7	4	3,9
Moyenne	3,9	2,3	1,83	1	3,7	3,2
Médian	3,6	2,3	2,0	0,95	3,7	3,3
Std Déviation	1,01	0,37	0,8	0,49	0,27	0,51

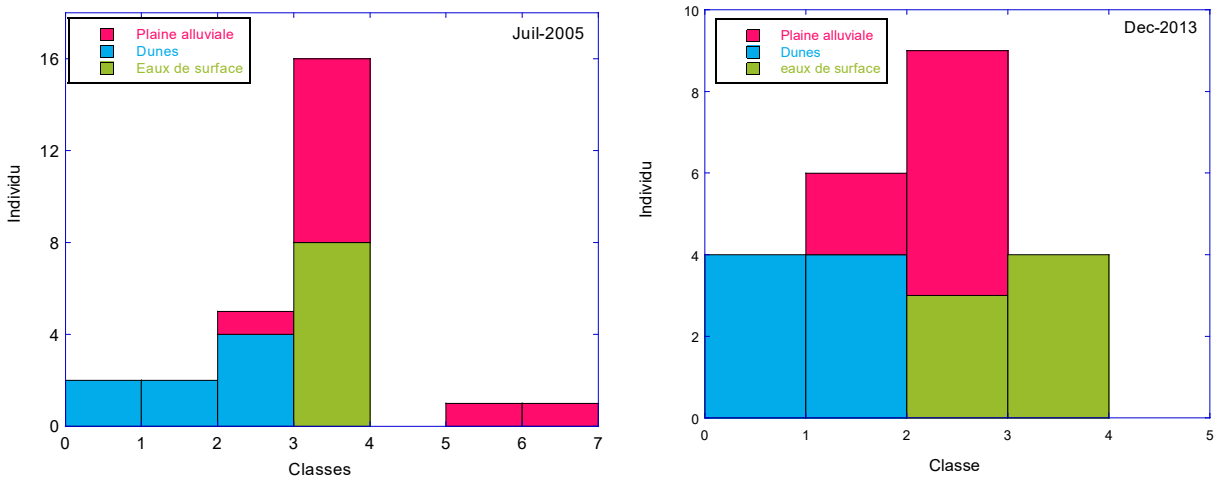


Figure 91: *Fréquences de la distribution des teneurs en tritium des eaux dans le delta du fleuve Sénégal*

La combinaison des isotopes stables et le tritium de molécule met en évidence les trois (3) catégories d'eau (Fig.92 a et b). Cette figure indique le caractère actuel et plus enrichi des eaux de la nappe alluviale pourrait évoquer les mélanges d'eau d'origines et d'âges différents qui auraient

même tendance à spécifier le contenu isotopique de ces eaux. Les teneurs élevées des activités en tritium, qui dépassent même le signal actuel (AlKhouss et Mbakhana puits), observées ponctuellement dans les environs des aménagements hydroagricoles (avec respectivement 5,2 UT et 6,4 UT), pourraient indiquer éventuellement une recharge de la nappe par les eaux stagnantes provenant de l'irrigation ou de la pollution de surface qui sont apparemment plus fortement tritiées. Les eaux de la nappe alluviale présentant des teneurs en oxygène-18 et en tritium relativement plus faibles (Gueumbeug, Dagana, Thiago et Foss), se rapprochant même des signatures isotopique des eaux dans les dunes, peuvent aussi évoquer une probable recharge par les pluies. Les faibles teneurs en tritium observées à Foss (0,9 UT), pourraient indiquer la présence d'une fraction d'eau d'âge relativement ancienne.

L'analyse des figures (Fig.92 a et b) permet de constater une diversité des sources de recharge de la nappe alluviale qui est à l'origine de la variété des signatures isotopiques des eaux. Ceci sera discuté plus en détail, dans le chapitre relatif à l'évaluation de la recharge.

Par ailleurs, les eaux prélevées dans les dunes qui possèdent des teneurs en ^{3}H négligeable ou relativement faible et des teneurs en oxygène-18 plus appauvries, pourraient indiquer soit des recharges durant les périodes pluvieuses du passé (Navada et al. 1993), si l'on se réfère au signal d'entrée des pluies actuelles (2-4 UT) ou soit des faibles taux de recharge. Ces derniers sont confirmés par les faibles fluctuations saisonnières d'ordre centimétriques de la piézométrie (Diaw et al., 2016). Les différences observées dans la distribution s'expliquent par l'influence des conditions géologiques locales (épaisseur, lithologie, granulométrie, perméabilité des terrains, etc.) qui contrôlent les écoulements et les recharges dans le système dunaire.

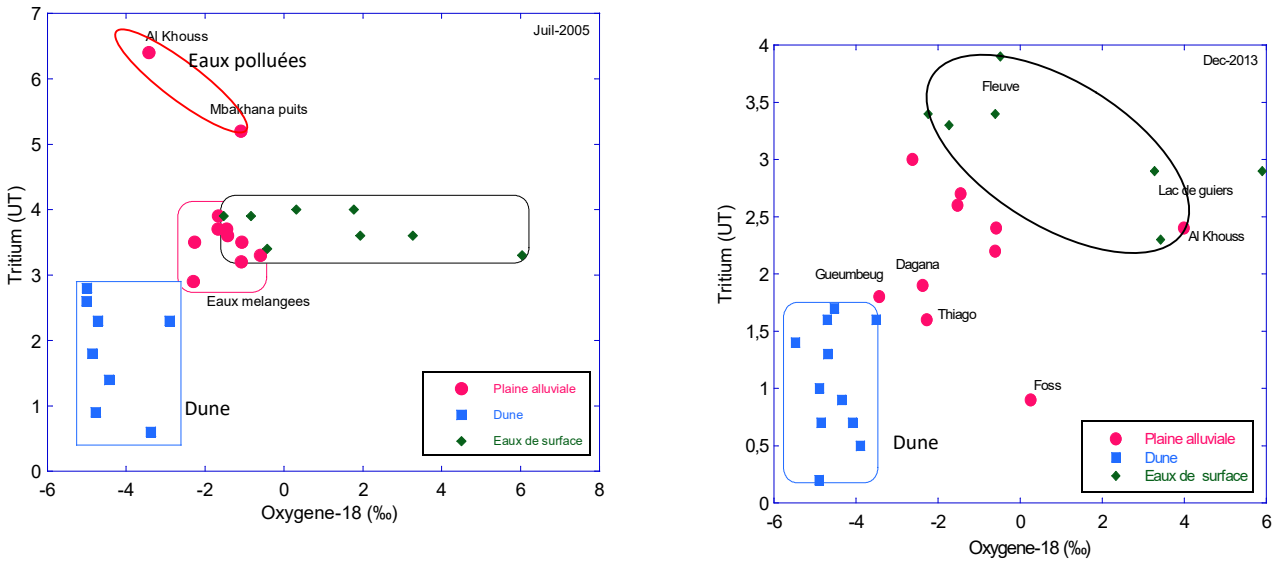


Figure 92: Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) vs Tritium des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal

Lorsque les niveaux statiques dans les formations dunaires sont élevés, les teneurs en tritium dans la nappe deviennent en moyenne plus faibles. Elles décroissent avec la profondeur (Fig.93) et se réduisent substantiellement lors que les niveaux statiques dépassent ou se retrouve au-delà d'une dizaine de mètres. Ce qui laisse supposer soit une faible contribution des eaux actuelles dans le renouvellement ou une possible stratification des écoulements des eaux infiltrées dans la nappe des formations dunaires. Il faut rappeler que dans les systèmes dunaires les aquifères rencontrés ne sont pas homogènes si bien qu'il peut exister une stratification des eaux selon les niveaux captés. Les eaux souterraines peuvent présenter des âges et des qualités variables qui généralement se dégradent en profondeur du fait de leur contact avec les saumures sédimentaires anciennes sous-jacentes d'âge Inchirien.

Par ailleurs, au niveau de la plaine ou les niveaux observés ne dépassant pas 10 m, les activités de tritium des eaux de la nappe alluviale ne sont pas en corrélation significative avec la profondeur du fait soit du cheminement assez complexe des eaux d'infiltration dans les sédiments alluviaux très hétérogènes ou soit de l'origine diversifiée de ces eaux souterraines dans l'aquifère

Il faut rappeler aussi que, les terrasses alluviales du delta, qui ont subi de longues périodes d'inondations dans la vallée jusqu'après des époques plus récentes, peuvent renfermer des eaux souterraines présentant des contenus chimiques et isotopiques et des âges différents.

L'analyse saisonnière des teneurs en tritium dans ces eaux, pourrait indiquer des différences liées probablement aux spectres de transit des eaux infiltrées durant les périodes de recharges, à l'influence du climat et à la typologie des eaux infiltrées surtout durant la saison sèche où on peut noter une fraction de recharge provenant des activités d'irrigation.

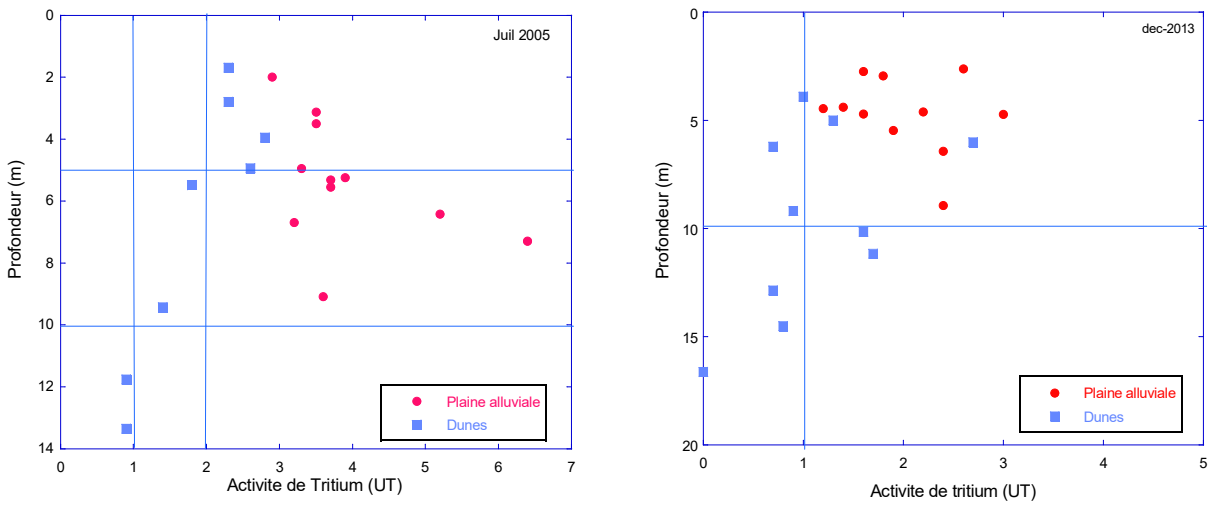


Figure 93 : *Relation Tritium et profondeur du niveau statique des eaux souterraines dans le delta du fleuve Sénégal*

V.4.2. Ages des eaux

Pour déterminer l'apport et l'origine de ces eaux dans le renouvellement, un calcul de l'âge des eaux a été réalisé. La méthode de datation des eaux souterraines est basée sur la mesure de l'activité du tritium dans l'eau qui émet des rayonnements dont l'intensité diminue avec le temps. L'emploi d'un radio-isotope comme chronomètre implique, de façon très générale, deux conditions : (1) une évolution en système clos et (2) la connaissance de l'activité initiale A_o, à l'instant où le système se ferme. Si ces deux (2) conditions se trouvent réaliser, l'activité A du radio-isotope, dans le système considéré ne dépend que de sa constante de désintégration, A et du temps : $A(t) = A_0 e^{-\lambda t}$ et $t = -17{,}93 * \ln(A_t/A_0)$ où A est l'activité ^3H au temps t ; A_o l'activité initiale (usuellement 3UT pour l'eau de pluie), λ la constante de désintégration = ln(2)/t1/2 ; t1/2 le temps de demi-vie (i.e. le temps nécessaire à la désintégration de 50% de la masse initiale) est de 12,26 ans pour ^3H qui se désintègrent selon une cinétique exponentielle constante. L'application de cette méthode à la datation des eaux souterraines s'avère être très indiquée pour estimer le temps de séjour des eaux et d'en déduire probablement les mécanismes de renouvellement. En prenant comme fonction d'entrée la pluie actuelle (2-4 UT), on calcule en fait un âge moyen des eaux de recharges récentes (post 2000, car c'est à peu près la date à laquelle les teneurs en tritium atmosphérique sont redevenues naturelles (il n'y a plus d'influence thermonucléaire). L'âge radiométrique d'un échantillon d'eau souterraine correspond au temps de séjour moyen de tous les composants de l'eau qui se trouvent dans l'échantillon. Les échantillons ont des temps de séjour de quelques années en moyenne dans les eaux de surface correspondant au signal des eaux modernes. Compte tenu des valeurs mesurées en tritium, on peut dire que la recharge des eaux souterraines dans la plaine alluviale est assurée par des eaux infiltrées récemment dans le système tout au plus quelques années. Par contre, elles sont parfois de plusieurs dizaines années au niveau des formations dunaires (Tableau 28).

Tableau 28: *Ages relatifs des eaux de surface et souterraines dans le delta du fleuve Sénégal*

	Plaine alluviale		Dunes		Eaux de surface	
Année de mesure	2005	2013	2005	2013	2005	2013
Min (année)	0,5	5,15	6,39	7,03	0,45	0,45
Max (année)	8,48	26,71	31,25	53,65	3,45	9,91
Moyenne	3,29	13,44	15,63	26,37	1,84	4,45
Std Déviation	2,32	6,07	9,19	13,1	1,23	3,02
Nombres d'ouvrages	11	10	8	10	8	7

Toutefois, des différences ont été observées sur les âges des eaux entre 2005-2013 au niveau de chaque unité aquifère. Cette différence a probablement deux origines : la première pourrait être liée du fait de la sollicitation de nouveaux ouvrages plus profonds et la seconde pourrait être attribuée au seuil de détection, mais aussi aux précisions des différents appareils utilisés pour les

analyses isotopiques successivement réalisées aux laboratoires d'analyses de l'AIEA en 2005 et de l'Université d'Avignon en 2013. Les différents ouvrages échantillonnés aussi bien au niveau de la plaine que dans les dunes indiquent une dispersion du contenu en tritium dépendant des conditions hydrauliques des systèmes. La fréquence de distribution des âges apparents du ^{3}H des eaux souterraines a permis de distinguer une possible stratification (latérale ou verticale) des eaux des nappes dans le delta du fleuve dont leur mode de renouvellement et leur temps de séjour diffèrent entièrement.

-Au niveau des dunes, les échantillons d'eaux prélevés indiquent des temps de résidence relativement plus longs c'est-à-dire que les eaux ne sont pas si actuelles qu'on les imaginait. Cela veut dire que les eaux souterraines se sont probablement infiltrées et accumulées au cours des temps géologiques anciens (en particulier depuis l'Holocène supérieur) et que l'alimentation s'est poursuivie au cours des périodes pluvieuses actuelles par une infiltration verticale dans la zone non saturée. Ainsi, on peut donc les considérer comme des mélanges constitués d'eaux anciennes dénuées de tritium et d'eaux subactuelles (reliquat du pic de 1963) ou des masses d'eaux subactuelles qui impliqueraient probablement une participation d'eaux plus ou moins récentes. En d'autres termes, elles peuvent être rattachées : soit à une infiltration lors de la période à pluies abondantes avant les années 1950 ; ou soit à une recharge plus actuelle par percolation plus ou moins lente des eaux d'infiltration à travers la zone non saturée. Les faibles activités en tritium et les faibles teneurs en isotopes lourds de la molécule d'eau qui attestent souvent le long temps de séjour de ces eaux indiquent soit :

- une faible contribution des eaux actuelles dans le renouvellement indiquant principalement un mode d'alimentation probablement induit par effet-piston vertical ou l'infiltration saisonnière devient négligeable ou ne se produit qu'à l'échelle locale ;
- ou une présence d'eaux d'origine plus ancienne ayant été accumulées dans des conditions climatiques plus humides et plus froides qu'actuellement.

Pour les eaux de la nappe alluviale, les âges indiquent un caractère intermédiaire et de mélange. Elles sont issues probablement d'apports d'eaux infiltrées plus modernes dont les modalités de transit et de séjour depuis la surface sont différentes. Elles sont fonction de la variabilité et de la nature lithostratigraphique des sédiments fluviodeltaïques très hétérogènes. Cette variabilité a mis en place dans cette partie deux types de réservoirs aquifères : un réservoir confiné dans la partie nord-ouest et au sud-ouest très salé et un réservoir semi-libre dans la partie nord-est en lien avec le réseau de surface et l'atmosphère (eau de pluie).

Il faut rappeler que la piézométrie avait précisé que l'écoulement général des eaux de la nappe alluviale se fait de la partie semi-libre (en amont) vers les parties profondes et confinées en aval. Ce schéma devrait en principe favoriser une distribution des teneurs isotopiques assez hétérogène, en termes, de typologie et d'âge, le long de la ligne de flux de ces eaux souterraines. Toutefois, les

âges plus modernes ainsi que les teneurs en isotopes stables, de la molécule d'eau (δ^2H et $\delta^{18}O$) nettement plus enrichies (comme celui trouvé dans les eaux de surface), des eaux souterraines dans la plaine alluviale, mettent en évidence la prépondérance des écoulements à l'échelle locale avec une composante latérale significative du fleuve dans la recharge et de l'évaporation dans le bilan hydrologique.

V.4.3. Relation chimie et tritium

Les diagrammes et les coefficients de corrélation entre les concentrations en ions majeurs et les teneurs en tritium des eaux souterraines de la plaine alluviale et des dunes sont représentés successivement dans la figure 94 et dans les tableaux 29 et 30. Le tableau 29 montre, dans les dunes, que l'activité en tritium est corrélée positivement avec les ions NO_3 (0,26), Ca (0,22), Mg (0,18), K (0,15), Cl (0,06) et SO_4 (0,005) et anti-corrélée avec les ions HCO_3 (-0,16) et Na (-0,24). On peut, donc considérer les ions HCO_3 et Na comme étant indicateurs du temps de séjour des eaux dans l'aquifère dunaire alors que les autres ions (NO_3, Ca, Mg, K, Cl et SO_4) semblent caractériser les eaux relativement plus jeunes. Cependant, les résultats des tests de corrélation montrent que les variables présentent des seuils de probabilité peu significatifs (p-value >0,05) qui pourraient être attribués à l'influence à la fois des sources naturelles et anthropiques et au caractère vulnérable de la nappe (partie peu profonde, interdunes et terrasses marines). Cette dernière est par ailleurs fortement influencée par les pratiques agricoles et domestiques tout autour des ouvrages, mais aussi par les interactions eaux/roches (lessivage des minéraux évaporitiques et carbonatés en présence des coquillages, etc.). Le faciès HCO_3-Na caractéristique des eaux plus anciennes, permettent d'indiquer les possibles contributions des réactions d'échanges de bases ou des processus d'hydrolyse des minéraux silicatés qui peuvent avec le temps enrichir, les eaux douces, en ces éléments. Étant donné que le sodium est un traceur des interactions eau/roche, son abondance pourrait donc traduire un temps de transit important dans le milieu souterrain. En effet, sur la Fig.94, nous avons noté, une augmentation des teneurs en HCO_3 suivie de celle du sodium en fonction du temps de transit et le remplacement de manière régulière du calcium par le sodium dans les solutions.

Tableau 29: Relation activité tritium et ions majeurs des eaux de la nappe des dunes

		HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Na	K	Mg	Ca
Tritium	r	-0.16	0.06	0.00	0,26	-0.24	0.15	0.18	0.22
	P	*0.6608*	*0.8776*	*0.9945*	*0.3624*	*0.4964*	*0.6737*	*0.6208*	*0.5354*
	n	10	10	10	10	10	10	10	10

*r= coefficient de corrélation ; P =p-value ; n= nombre d'échantillon
Test du coefficient de corrélation de Pearson (seuil fixé à 5%)

Dans la plaine alluviale, la corrélation entre activité en tritium et éléments dissous (Tableau 30), montre que le tritium est anti-corrélé aux ions SO_4 (-0,79), K (-0,65), NO_3 (-0,53), Na (-0,52), et aux ions HCO_3 et est corrélé positivement et de façon moins évidente aux ions calcium (0,18), Mg

(0,01) et Cl (0,01). Ce tableau indique que les tests de corrélation montrent que les variables présentent globalement des seuils de probabilité peu significatifs (p-value >0,05) à l'exception des ions SO_4 et K (Tableau 30).

Tableau 30: *Relation entre activité en tritium et ions majeurs des eaux de la nappe alluviale du delta*

		HCO_3	Cl	SO_4	NO_3	Na	K	Mg	Ca
Tritium	r	-0.13	0.01	-0.79	-0,53	-0.52	-0.65	0.01	0.18
	P	*0.6958*	*0.9703*	*0.0035*	*0.1039*	*0.1039*	*0.0292*	*0.9657*	*0.5979*
	n	11	11	11	11	11	11	11	11

*r= coefficient de corrélation ; P =p-value ; n= nombre d'échantillon

Sur la Figure 94, on constate par exemple que les relations entre les ions Ca, Cl et le tritium ne sont pas très évidentes, du fait, sans doute, que la mise en solution de ces ions ne sont pas uniquement dépendantes du temps de séjour. Cependant, elles peuvent être aussi contrôlées par la lithologie des terrains, par les modes de circulation des eaux dans l'aquifère alluvial, etc.

Sur les Figures 95a et b, les diagrammes mettent en évidence l'hétérogénéité des sédiments alluviaux déjà indiquée par la géologie et la chimie des eaux. Cette hétérogénéité témoigne le caractère deltaïque des dépôts très variable en termes de lithologie, d'extension et en termes de typologies des eaux (cachets isotopiques assez mélangés et très évaporés, âges différents, etc.).

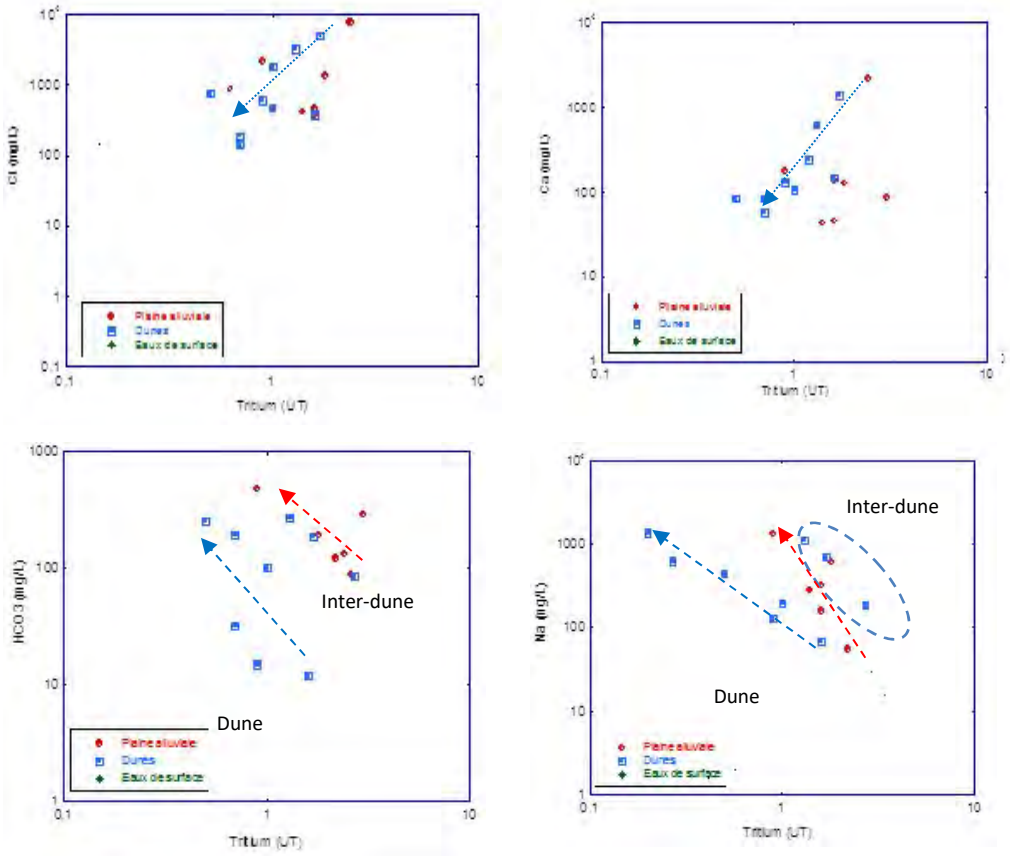


Figure 94: Relation tritium et ions majeurs dans les eaux de surface et souterraines du delta

Ces diagrammes mettent én évidence (1) les processus d'évaporation, (2) de mélanges avec les eaux de surface probablement, mais aussi (3) les processus de dissolution des minéraux de la matrice poreuse dans la minéralisation des eaux de la nappe alluviale. Ces minéraux, qui se dissolvent en contact avec les eaux infiltrées, sont également observés dans les dunes et dans les interdunes où ils participent aussi activement à la minéralisation au même titre que les processus d'évaporation.

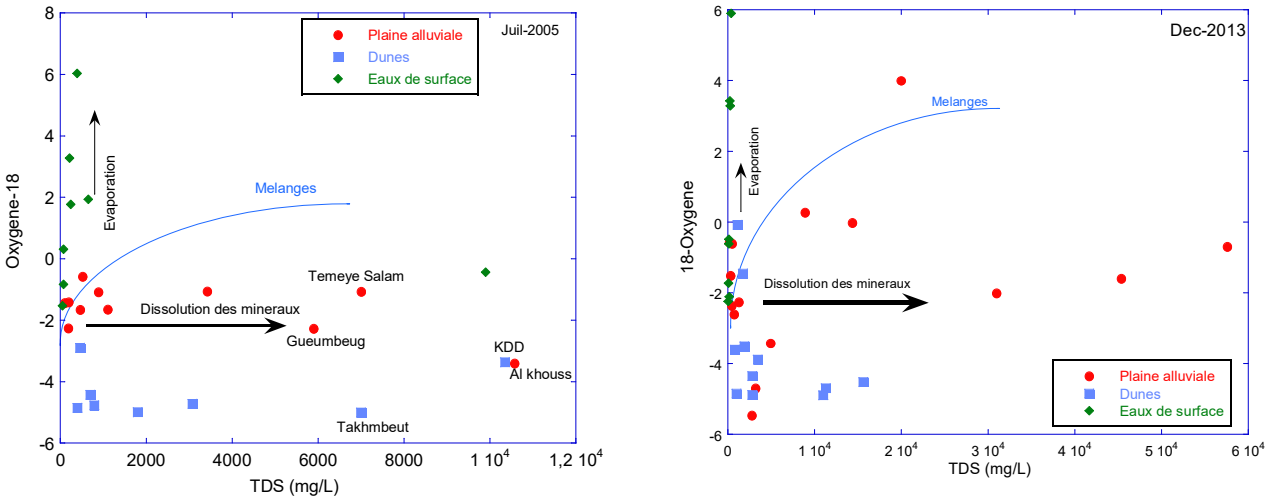


Figure 95: *Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) et TDS (a et b), dans les eaux souterraines dans le delta du fleuve Sénégal.*

Par ailleurs, la figure 96, dans laquelle est représentée les teneurs en oxygène-18 en relation avec les teneurs en Ca/SO_4, Na/Cl, Br/Cl et B/Cl, corrobore la contribution des processus de mélanges avec l'eau de mer ancienne et de dissolutions des sels évaporitiques (gypse et halite) et carbonatés (calcite, dolomite, aragonite) dans la minéralisation des eaux. Elle indique aussi que ces processus sont accompagnés par l'évaporation, par les réactions d'échanges ioniques avec la matrice argileuse et par les mécanismes de pollution d'origine humaine. Ces pollutions diffuses qui ont été caractérisées par des teneurs élevées en bores et en bromes, affectent très sérieusement la qualité des eaux souterraines de l'hydosystème du delta mais surtout les eaux de surface et de la nappe alluviale en relation avec elles. Il faut rappeler que ces différents processus géochimiques identifiés, ont été également mis en évidence précédemment dans le chapitre 4 sur l'hydrochimie des eaux.

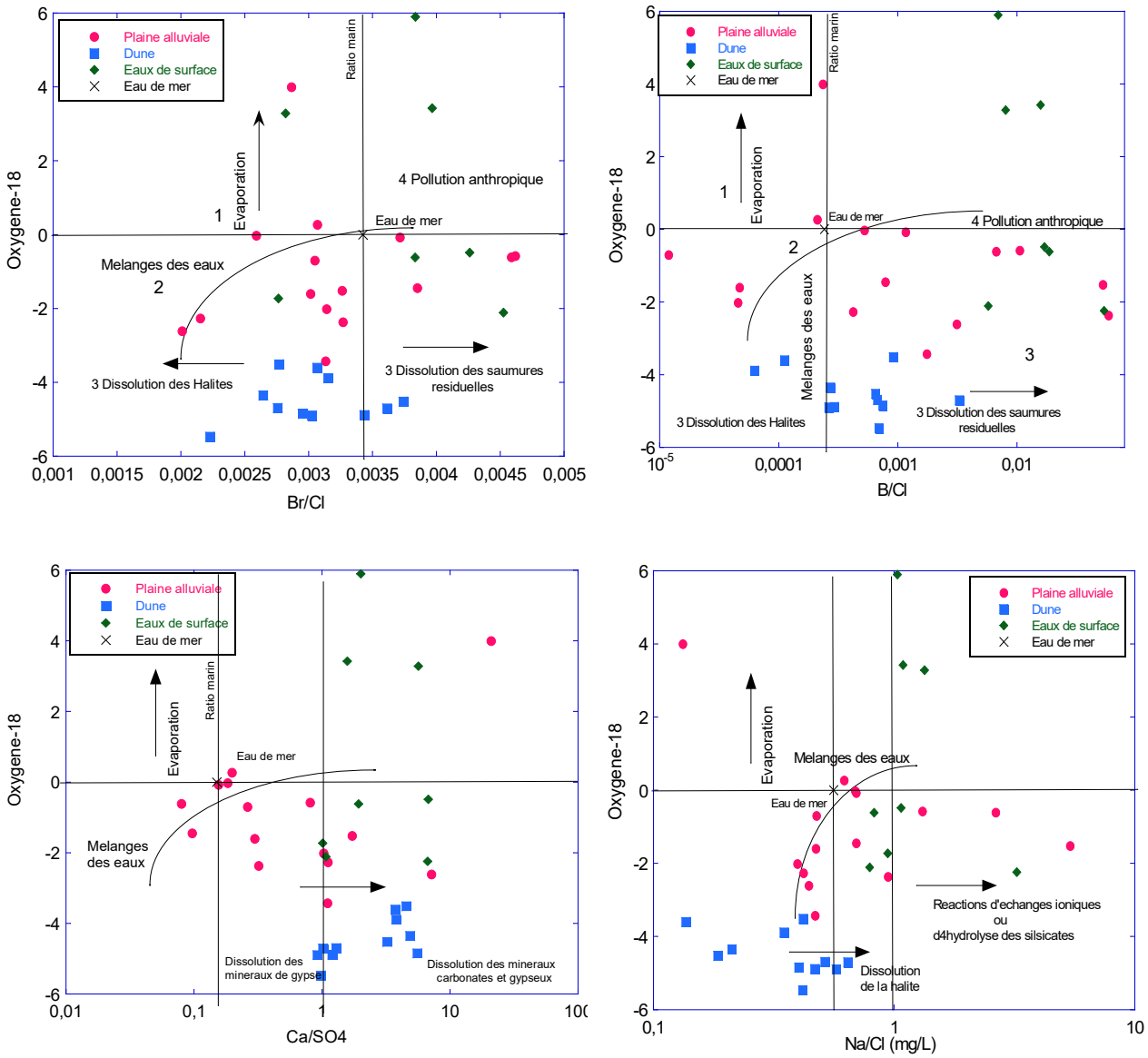


Figure 96: Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) vs Br (a) et Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) vs B (b) Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) vs Ca/SO4 et (c), Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) vs Na/Cl (d), des eaux souterraines dans le delta du fleuve Sénégal

V.4.4 Indice du temps de séjour et leur relation avec la géochimie des eaux souterraines

Comme nous disposons des données de datation relative pour tous les ouvrages échantillonnés, nous avons utilisé le temps de séjour des eaux dans les aquifères représentés par l'indicateur 1/iL (Lalbat et al, 2007) : $iL = Mg^{2+}/Ca^{2+} + (Na^{+} + K^{+})/(Ca^{2+}+Mg^{2+})$.

L'évolution du tritium en fonction de 1/iL est représentée sur la figure 97. Cette figure peut donner des indications sur les interactions eau/roche en fonction du temps de séjour des eaux dans l'hydrosystème du delta. Elle montre que les teneurs en tritium sont anti-corrélées avec l'indicateur de séjour des eaux. Les eaux des dunes généralement plus anciennes ont des activités en tritium inférieures à 1UT et des valeurs de 1/iL inférieure à 1. Cependant, les échantillons

prélevés dans les interdunes présentant des valeurs de tritium supérieures 1,5 UT et de 1/iL supérieures 1, pourraient indiquer, sans doute, une présence d'eau ou une infiltration de fraction d'eau plus actuelle dans ces systèmes en dépit de leur ancienneté. Dans la plaine alluviale, nous avons remarqué des eaux dont les activités en tritium sont comprises entre 1-2 UT avec des valeurs de 1/iL variant entre 0,77 et 0,17 (échantillons éloignés des axes hydrauliques) et des eaux dont les activités en tritium plus élevées sont comprises entre 2-3 UT avec des valeurs de 1/iL très hétérogènes comprises entre 2,8 et 0,076 (échantillons proche des axes hydrauliques et des aménagements). Cette variabilité pourrait être associée probablement à leur différent temps de séjour, à leur distance par rapport aux foyers de recharge, à la typologie des eaux infiltrées (eaux de surface, de pluie, et d'irrigation), à la lithologie des terrains, mais aussi à la nature de l'aquifère capté.

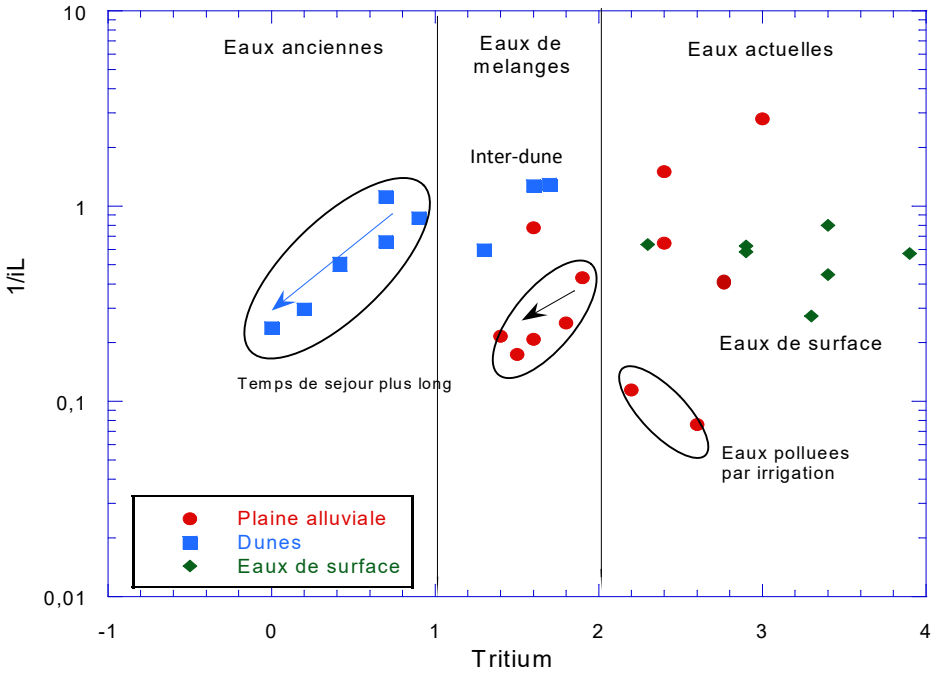


Figure 97: Indice temps de séjours des eaux dans le delta du fleuve Sénégal

Conformément aux processus géochimiques précédemment décrits avec le tritium, on observe dans l'ensemble les mêmes constats entre les teneurs en éléments dissous et l'indice des temps de séjour des eaux souterraines (Fig.98). Il s'agit du rôle majeur que peut jouer le temps de séjour dans la minéralisation en particulier dans les processus d'interactions eau-roche qui restent dominer par les processus de dissolution des minéraux d'origine sédimentaire (halite, gypse et carbonatés). Dans les dunes, les eaux évolueraient en faciès HCO_3-Na, avec une augmentation de l'alcalinité qui pourrait être liée à l'interaction avec les minéraux silicatés, à la précipitation de calcite ou aux échanges ioniques avec les minéraux argileux. Cependant, les corrélations entre les ions Ca et Na et le temps de séjour, confirme la contribution des réactions d'échanges ioniques au

sein des argiles marquées par des baisses régulières des teneurs en calcium accompagnées par une augmentation progressive des teneurs en sodium avec le temps de séjour. Ces phénomènes d'échanges ioniques pourraient devenir avec le temps de séjour, un des processus essentiels contrôlant la minéralisation des eaux dans les dunes, mais également dans la plaine alluviale où les eaux souterraines hypersalées (saumures) présentent ou évoluent vers des faciès de type Na-Ca-Cl ou Ca-Cl.

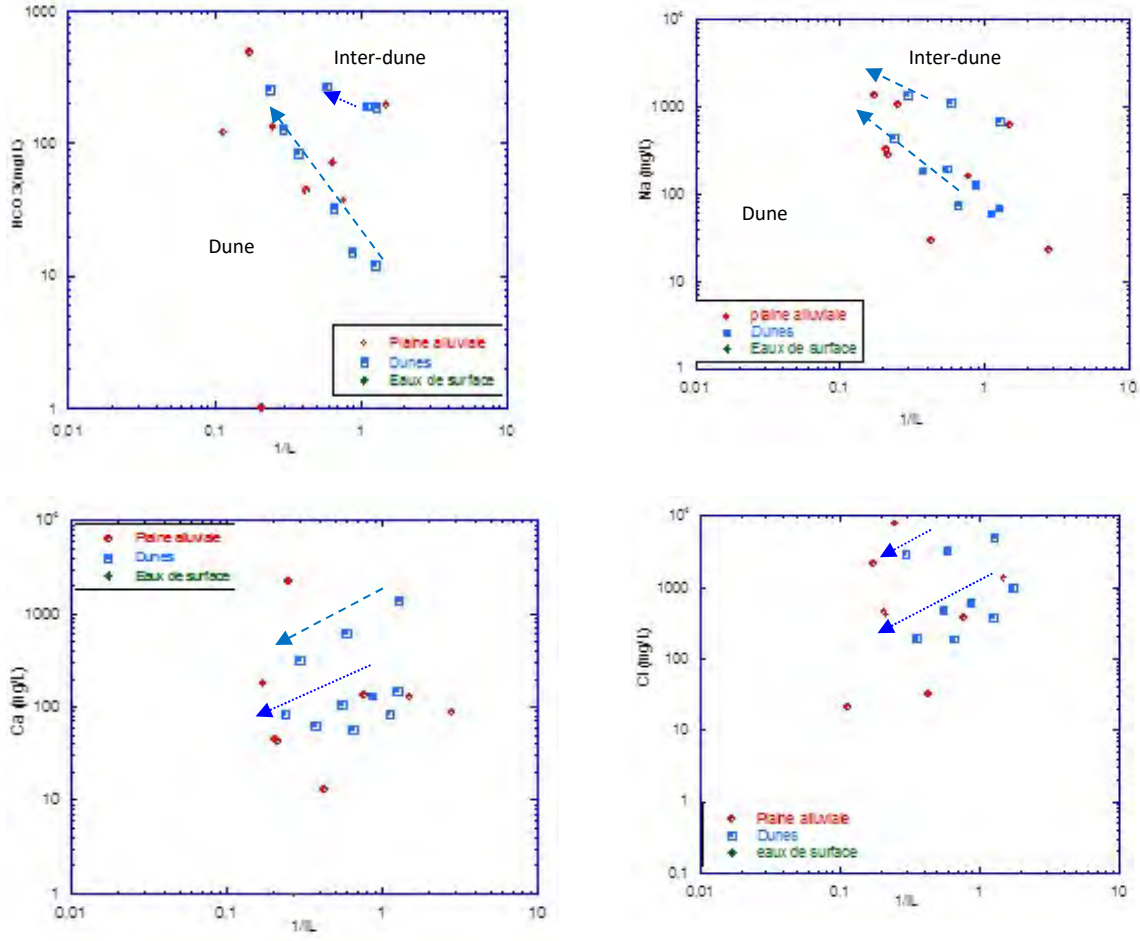


Figure 98: Indice temps de séjours vs. Cations majeurs dans les eaux de surface et souterraines du delta du fleuve Sénégal

V.5 Vitesses hydraulique et isotopique des eaux dans les aquifères superficiels du delta

Cette approche, qui consiste à comparer la vitesse hydraulique à la vitesse radiométrique des isotopes, a été utilisée par Hunneau et al, (2001) et Cave, (2011), pour caractériser successivement le fonctionnement hydraulique des aquifères profonds, du Miocène dans le bassin de Valréas (et du bassin tertiaire du Bas-Dauphiné entre la Drôme et la Varèze (Sud-est de la France). C'est à partir de données en carbone 14 et des paramètres hydrodynamiques des aquifères, qu'ils étaient parvenus à calculer les vitesses de circulation des eaux, au sein de l'aquifère le long des lignes d'écoulement. Dans le cas de cette étude, nous avons tenté d'explorer

et d'appliquer cette approche en utilisant le tritium comme radiochronomètre, pour caractériser la circulation des eaux souterraines et en se basant également sur la comparaison des calculs des vitesses hydrauliques (à partir de la loi de Darcy) et des vitesses isotopiques (à partir des teneurs en ^{3}H). Les vitesses hydrauliques sont estimées à partir de la formule de Darcy suivante : $VH=(K/n_e)(\partial h/d)$ avec ∂h = Variations de niveaux piézométriques mesurés directement entre les périodes d'étiages et de crues, d = distance parcourue par l'eau infiltrée entre les périodes d'étiages et de crues, n_e = porosité efficace ou cinématique, t = temps sur une année hydrologique. Pour faciliter l'application de cette formule, nous avons supposé que toute l'eau qui arrive dans la nappe des systèmes provient de l'infiltration verticale donc le « d » est assimilable à l'épaisseur de la zone non saturée. Nous avons aussi considéré les différentes unités comme des milieux isotropes avec respectivement des perméabilités moyennes (Kv_{moy}) et des porosités homogènes (Kv_{moy}= 0,5.10^{-5} m/s et (n_e)= 10% dans la plaine alluviale, et K_{vmoy}= d'une perméabilité moyenne (Kv_{moy}) de 10^{-3} m/s et (n_e)= 20% dans les dunes). Les vitesses isotopiques de circulation des eaux au sein des aquifères ont été calculées sur la base de la distance verticale parcourue et du temps de transit (âge moyen des eaux) le long des lignes d'écoulement calculé à partir de la loi de décroissance radioactive du tritium (Vi= Épaisseur/temps). Lors de la comparaison des vitesses hydraulique et isotopique, trois cas peuvent se présenter :

- Si $V_H < V_i$, la durée de l'écoulement réel est plus courte que celle théorique (isotopique), il y a donc un apport d'eau récente à la ligne de flux,
- si $V_H = V_i$, soit l'écoulement est de type piston et horizontal, soit il y a un apport dans les mêmes proportions d'eaux anciennes et d'eaux récentes (peu probable),
- $V_H > V_i$, la durée de l'écoulement réel est plus longue que celle théorique, il y a eu un apport d'eaux anciennes à la ligne de flux.

L'analyse du tableau 31, montre que dans la plaine alluviale, certains échantillons indiquent des durées de l'écoulement réel plus longues que celles théoriques ($V_H>V_i$), signifiant que la nappe alluviale reçoit soit un apport d'eaux anciennes à la ligne de flux ou soit elle est caractérisée par une présence d'eaux anciennes ayant reçues un faible apport d'eaux actuelles. Cette situation est majoritairement observée au niveau des points localisés en aval de la plaine alluviale notamment à Gueumbeul, Al khouss, Mbakhana puits, Savoigne et ponctuellement à Tiago). En revanche, les eaux prélevées dans la partie amont notamment dans le bassin du lac de Guiers (Keur Mbaye, Mbilor, NDombo, Dagana, etc.) sont plutôt caractérisées par des durées de l'écoulement réel plus courtes que celles théoriques ($V_i>V_H$), qui traduisent, sans doute, des apports d'eaux très actuelles à la ligne de flux. Ces apports d'eaux actuelles ont été également observés à NDiaréme (proche du fleuve) et à Téméye Salam (proche du lac de Guiers) où les durées de l'écoulement réel sont presque équivalentes aux durées théoriques $V_H=V_i$. Dans ce secteur, le caractère mélangé ou renouvelé des eaux plus actuelles provenant de sources différentes (cours d'eau, irrigation, pluies,

etc.) a été démontré également par les résultats décrits plus haut successivement par les traceurs chimiques et isotopiques de la molécule d'eau. En effet, sur la base de ces compositions isotopiques enrichies et très hétérogènes, il est fort probable que les eaux indiquent des variations dans le mode d'alimentation ou dans les époques de recharge.

Tableau 31: Estimation des Vitesses hydrauliques et isotopiques dans l'aquifère alluviale en 2005

Ouvrages	Temps de transit (an)	E=Profondeur de la nappe (m)	Vi=E/t (m/an)	VH=d/t (m/an)	
Savoigne puits	2,39	3,13	1,31	1,99	**VH>Vi**
Dagana puits	0,45	5,25	4,57	2,32	**Vi>VH**
Ndiarém puits	2,39	3,5	1,62	1,64	**VH=Vi**
Mbilor puits	3,45	4,95	1,44	1,23	**Vi>VH**
Keur Mbaye	1,89	9,09	4,81	3,65	**Vi>VH**
Ndombo	1,39	5,32	3,81	2,78	**Vi>VH**
Ntiago	1,39	5,55	3,97	4,22	**VH>Vi**
Téméye Salam	4,00	6,7	1,67	1,70	**VH=Vi**
Mbakhana puits	-4,70	6,43	1,37	2,40	**VH>Vi**
Gueumbeul	5,76	2	0,35	4,02	**VH>Vi**
Al Khouss	-8,42	7,3	0,87	2,24	**VH>Vi**

L'analyse du tableau 32 montre qu'au niveau des formations dunaires presque la majorité des échantillons d'eau indiquent des durées d'écoulement réel plus longues que celles théoriques (V_H>V_i) sauf à Ricott. Ceci est particulièrement observé sur les anciens ergs dunaires de l'ogolien (Keur Demba Diam, Nialakhar, Takhmbeut, Gantour, Lampsa, ect.), confirmant ainsi soit l'existence de fractions d'eaux relativement anciennes avec probablement une faible contribution des eaux actuelles ou soit un apport d'eaux plus anciennes à la ligne de flux qui peut, en outre, suggérer une infiltration verticale plus lente et diffuse des eaux infiltrées. Les vitesses de circulation de ces eaux calculées sont assez élevées, malgré la forte reprise évaporatoire, ceci pourrait être lié au fait qu'il est possible de surestimer les paramètres hydrodynamiques dans les calculs. Cependant, l'échantillon d'eau prélevé dans le puits de Ricott, qui indique un apport d'eaux plus récentes à la ligne de flux (V_i>V_H), résulterait sans doute des activités de maraîchages pratiquées dans ce secteur. C'est dans ces types d'environnements que la nappe des dunes est d'ailleurs plus vulnérable ou plus exposée face à la pollution d'origine humaine. En définitive, si l'on tient compte des résultats obtenus à partir de cette approche, on est conduit à conclure qu'ils sont en accord avec ceux qui sont observés dans l'interprétation des données isotopiques qui mettent d'ailleurs en évidence leur relative ancienneté.

Tableau 32: Estimation des Vitesses hydrauliques et isotopiques dans l'aquifére des dunes en 2005

Ouvrages	Temps de transit (an)	Prof (m)	Vi=Epaisseur/temps (m/an)	Vh=dh/dt (m/an)	
Gantour	18,82	9,43	0,50	0,83	**VH>Vi**
Ricott	6,39	3,95	1,62	1,30	**Vi>VH**
Keur demba diam	31,25	11,76	0,38	2,25	**VH>Vi**
Takhembeut	7,72	4,94	0,64	4,03	**VH>Vi**
Nialakhar	14,32	5,48	0,38	5,48	**VH>Vi**
Nguenth	9,92	2,8	4,58	5,64	**VH>Vi**
Tiadem	9,92	1,68	2,27	2,85	**VH>Vi**
Lampsar puits	26,74	13,35	0,50	2,73	**VH>Vi**

Conclusion partielle

L'analyse des données isotopiques a permis de donner des précisions sur le fonctionnement hydraulique des principaux aquifères superficiels du delta, notamment sur les modalités de leur recharge, de mélanges, les possibilités de transferts souterrains, et le rôle de l'évaporation dans leur bilan hydrologique. Les teneurs en isotopes stables de la majorité des échantillons d'eau souterraine montrent un enrichissement principalement lié à l'évaporation (position continentale). Cet enrichissement est d'autant plus marqué que la profondeur de la nappe est faible et que le lessivage des isotopes lourds concentrés durant la saison sèche au niveau de la zone non saturée serait important vers la nappe au cours de l'infiltration des pluies d'hivernage. Les activités en tritium des eaux montrent dans les dunes qu'il existe une augmentation de l'âge de l'eau avec la profondeur et une stratification isotopique qui laisse penser à une alimentation verticale lente et diffuse. En revanche, au niveau de la plaine alluviale, on constate suivant la typologie des signatures isotopiques, un rajeunissement des eaux de la nappe qui confirme les processus de mélanges avec des eaux récentes provenant du fleuve, des pluies ou de l'irrigation avec probablement des temps de séjour différents. Les interprétations isotopiques couplées avec la chimie des eaux et le temps de séjour complètent très efficacement les méthodes hydrochimiques classiques, en termes, d'identification des processus géochimiques mis en jeu, dans l'acquisition de la minéralisation des eaux dans l'hydrosystème du delta. Elles confortent, en particulier, les hypothèses tirées sur le fonctionnement hydrochimique à partir des analyses de la chimie globale et sur le fonctionnement hydraulique des aquifères superficiels (en complément avec la piézométrie des nappes), en définissant leur système d'écoulement et leurs principaux modes qui sont actuellement bien compris ou bien conceptualisés, pour pouvoir faire des estimations correctes de la recharge qui seront abordées dans le chapitre suivant.

CHAPITRE VI : ESTIMATION DE LA RECHARGE DANS LES NAPPES SUPERFICIELLES DU DELTA

Introduction

La gestion durable des ressources en eau souterraine pour satisfaire les besoins humains et des écosystèmes nécessiterait une estimation plus précise de la recharge sous les conditions variables d'occupation du sol et en fonction des différentes périodes. La recharge constitue le paramètre qui est habituellement le moins bien connu, et de loin le plus important pour la quantification des ressources en hydrogéologie, spécialement dans les environnements aride et semi-aride. Les dernières décennies ont vu la multiplication des recherches sur les aquifères des régions semi-arides, et notamment leur recharge. 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). L'estimation de la recharge dans ces conditions est essentielle du fait que les déficits pluviométriques sont souvent significatifs et les ressources en eaux souterraines sont de plus en plus exposées aux effets des événements hydroclimatologiques, socio-économiques et environnementaux, comme on l'observe, par exemple, dans le delta du fleuve. Ceci est d'autant plus problématique, que les volumes d'eau consommés et réinjectés dans le milieu ont considérablement augmenté au cours des dernières décennies pour satisfaire les besoins en consommation humaine et agricole, accroissant encore la sensibilité et la fragilité des ressources en eaux souterraines et des sols. Donc, la connaissance de l'origine des eaux souterraines et de leurs modes de renouvellement est indispensable dans la gestion de ces types d'aquifère surtout lorsqu'ils se trouvent dans des environnements fluviodeltaïques, au niveau desquels la pratique de l'irrigation est quasi permanente. Estimer la recharge, dans ces types d'environnements, revient donc à évaluer de façon pertinente : ce qui est connu et ce qui mesurable. Pour la quantification de la recharge des eaux souterraines, une large variété de méthodes a été proposée (Lerner et al., 1990 ; Allison et al., 1994). Mais, le choix de méthodes appropriées pour un site particulier est souvent difficile et n'est pas automatique. En effet, il dépend des facteurs tels que l'échelle de temps et d'espace, la gamme de valeurs et la validité (précision et la fiabilité) des estimations relatives aux différentes techniques (Scanlon, Healy and Cook, 2002), des sources et des mécanismes de la recharge. L'objectif de l'étude (clé pour les praticiens) dicte s'il est approprié de recourir aux méthodes d'estimation localisée ou régionale. Dans les régions aride et semi-aride, des variabilités extrêmes de la recharge peuvent être observées, liées à la présence d'infiltration directe, d'écoulements préférentiels dans certaines structures de sols (trous des vers de terre, termitières et voies racinaires) ainsi qu'à des percolations localisées au niveau des dépressions topographiques et des fleuves, dans les champs irrigués et dans les zones d'épandage des eaux usées (Kinzelbach et al., 2002). L'objectif de ce chapitre est tout d'abord de faire une évaluation quantitative de la recharge à travers les mesures des fluctuations des charges

piézométriques, le calcul du bilan hydrologique et par usage des traceurs isotopiques stables (^{18}O et ^{2}H) et radiogénique (^{3}H) de la molécule d'eau et une évaluation qualitative de la recharge par approche cartographique intégrant la télédétection et les Systèmes d'Information Géographiques (SIG). Il s'agit aussi de tester et de valider la pertinence de ces différentes approches dans la caractérisation réelle (ZS et ZNS) ou potentielle (cartographie) de la recharge.

VI.1 Flux horizontaux

Il faut souligner que le delta du fleuve Sénégal à l'image des autres deltas du monde est constitué par des dépôts sédimentaires non consolidés, d'une grande porosité, couverts de réseaux serrés de bras et de ramifications. De ce fait, les eaux souterraines sont en contact plus étroit avec les eaux de surfaces qui s'écoulent dans le fleuve et ses bras. Le niveau et l'écoulement des eaux souterraines dépendent donc pour une large part des eaux superficielles. Dans le delta, les échanges hydrauliques horizontaux ou infiltrations latérales à travers les berges sont systématiquement orientés du fleuve vers les aquifères contigus sur la totalité d'un cycle hydrologique. Cet état de fait est consolidé depuis la construction de la digue en rive droite et l'application de la cote de retenue du fleuve variant entre 1,5 et 2,5 m. En effet, dans la zone influencée par la limite d'alimentation, les gradients hydrauliques horizontaux (I_n) varient de o $<I_n<$ 2,2 m/Km et la distance calculée, sans tenir compte de l'évaporation, de l'influence de la charge hydraulique des eaux de surface sur les nappes contigües au droit des cours d'eau est de l'ordre de 2 km. Cette valeur théorique est souvent corroborée par les observations et le suivi des piézomètres installés dans cette partie (OMVS, 1990). Toutefois, les travaux de modélisation réalisés dans la zone par Filippi (1990) qui a considéré l'évaporation dans le calcul des bilans d'estimation, proposent une distance d'influence variant entre 700 m et 800 m, laquelle nous apparait plus raisonnable. Ces contributions de l'infiltration des berges dans les échanges hydrauliques souvent restreints dans les abords des cours d'eau et des canaux sont pour la plupart responsables du rehaussement de la surface piézométrique. Les eaux souterraines ainsi formées ne sont pas stagnantes, mais s'écoulent à travers le sol dans le sens de la pente générale de la nappe souterraine. Les vitesses d'écoulement linéaires interstitielles (V_n) calculées à partir des coefficients de perméabilité (K_{min} et K_{max}) pour un gradient hydraulique moyen Dh2.0 = 2 m, et pour une porosité (n) de 0,15 sont : Vn (K_{min}, Dh2.0, n=0,15) = 0,04 m/an et V_n (Kmax, Dh2.0, n= 0,15) = 4,2 m/an (OMVS, 1990). Ces vitesses d'écoulement interstitielles sont donc relativement faibles et souvent peu significatives pour favoriser une substitution des eaux souterraines salées par les eaux douces infiltrées. Il faut signaler qu'en dehors de la limite d'alimentation des cours d'eau et à l'abri de toute influence (à l'extérieur des limites des périmètres hydroagricoles), les gradients hydrauliques horizontaux (I_n) sont pratiquement nuls ainsi, les percolations latérales ou horizontales vers les eaux souterraines sont défavorisées : ce

qui se traduit par des cotes piézométriques constamment négatives dans la partie des nappes contigües un peu éloignées des axes hydrauliques.

VI.2 Flux verticaux

En l'absence d'un flux horizontal significatif, il est accepté que les échanges hydrauliques soient essentiellement verticaux. Les flux verticaux sont contrôlés par les apports liés aux précipitations annuelles (P_m: 200-400 mm) et à la recharge induite par l'irrigation (P_{irr}: 950 mm en hivernage) et les pertes liées à l'évaporation de la nappe superficielle du compartiment supérieur.

Le niveau de la surface du sol dans le delta marque peu de variation et n'est pas d'ordinaire plus élevé que celui du fleuve. Dans les régions tropicales humides, le volume des précipitations varie considérablement de la saison sèche à la saison pluvieuse. Sans intervention artificielle, il se produit des crues intempestives, à la saison des pluies qui vont entrainer des fluctuations de niveaux du fleuve. Ces fluctuations, qui peuvent se propager sur de grandes distances, entrainent un relèvement du niveau de la nappe saline et une mobilisation des sels vers la surface du sol par évaporation. Cette évaporation de la nappe est fonction de la profondeur du niveau de l'eau, dans le sous-sol et des types de sols. La valeur théorique de la reprise par évaporation de la nappe ou de la remontée capillaire, correspondant à la valeur médiane de la profondeur des niveaux d'eau, varie entre 0,3-0,6 mm/j (OMVS, 1990) indépendamment du type de sol superficiel. Ces remontées capillaires sont toujours inférieures à l'évapotranspiration (ET_p), laquelle varie entre 5,15 et 7,6 mm/j. Ces chiffres montrent la prépondérance de la contribution des flux verticaux sur les flux horizontaux dans les échanges hydrauliques. En d'autres termes, les infiltrations à travers les berges sont parfois insignifiantes par rapport aux infiltrations par les eaux de pluies ou d'irrigation. Il est important de noter que dans les aménagements hydroagricoles, les eaux d'irrigation qui s'infiltrent peuvent participer de façon significative aux apports d'eaux souterraines. Les volumes d'eau entrants tendent à augmenter systématiquement grâce à l'accroissement des superficies irriguées, à la durée et au nombre annuel des saisons agricoles (3 saisons agricoles possibles). L'évaluation des apports par les pluies dans le calcul des bilans des nappes n'est pas réellement disponible ou existante dans cette partie de la vallée et du delta. Cependant, il faut signaler que toute remontée de la surface piézométrique qu'elles soient liées aux flux horizontaux et verticaux, aux foyers de recharge ponctuels ou linéaires, est susceptible, en fonction de leur intensité, de contribuer activement à la dégradation des sols par le sel dans la plaine alluviale. C'est pourquoi faire des études estimatives de la recharge est devenu crucial dans cette partie pour comprendre comment les eaux souterraines circulent et quels sont leur régime et les conséquences sur l'évolution des sols.

VI.3 Etude de la recharge

La recharge d'une nappe d'eau souterraine est le processus par lequel le surplus de l'infiltration sur l'évapotranspiration s'écoule à travers la zone racinaire et continue à circuler, per descendum, dans la zone non saturée en direction de la nappe, participant ainsi au renouvellement des réserves (Freeze et Cherry, 1979). Elle dépend du taux et de la durée des précipitations, des conditions consécutives à la limite supérieure, des conditions d'humidité du sol antérieures, de la profondeur de la nappe et du type de sol. Les études de la recharge des eaux souterraines en Afrique ont été souvent effectuées à petite échelle sur une base parcellaire par exemple dans le but de définir les aspects locaux fondamentaux de la recharge, tels que la source, l'échelle, la magnitude et la distribution. Les détails des connaissances sur les études de la recharge en Afrique dont la majorité concerne les environnements arides et semi-arides et leurs équivalences à travers le monde ont été présentés dans les travaux de Scanlon et al (2006). Ces auteurs ont proposé une synthèse globale des résultats de 140 études sur la recharge dans les régions arides et semi-arides (incluant l'Afrique) et ont fourni des informations importantes sur les taux, les mécanismes et les processus de recharge. D'après ces auteurs, les taux moyens de la recharge varient entre 0,2 et 35 mm/an correspondant à 0,1-5% de la moyenne annuelle des précipitations. Bien que la recharge directe soit connue pour diminuer significativement avec l'augmentation de l'aridité, les processus sont conceptuellement plus faciles à définir et ils forment encore la base de nombreuses techniques d'estimation de la recharge dans l'usage courant. Les aspects transitoires tels que la fréquence des événements de recharge actuelle et le temps de transit conduisant à une recharge effective sont à cet égard importants.

L'approche la plus évidente des problèmes d'infiltration devrait concerner les flux de percolation à travers la zone non saturée. Mais, comme le font remarquer Besbes, (1978) et Gee et Hillel (1988) et Gaye, 1990, la complexité de cette zone n'a pas encore permis de faire un usage aisé et routinier de ces méthodes. C'est donc tout naturellement que les hydrogéologues s'en sont remis à d'autres méthodes et techniques d'évaluation de la recharge dont les plus fréquemment utilisées sont : les mesures directes des fluctuations piézométriques reliées aux précipitations, l'établissement des bilans hydroclimatologiques à différentes échelles (locale, bassin versant ou régionale), les modèles hydrogéologiques, les approches physiques en lien avec les mesures de la descente verticale au niveau de la ZNS, les techniques de traçage isotopique et les méthodes mathématiques et empiriques. La plupart des principes et des problèmes rencontrés sur les méthodes sont traités par Gee et Hillel (1988), Lerner et al. (1990), Allison et al. (1994), Stephens (1994), Lerner (1997), et Simmers (1997), entre autres. Le résumé des comparaisons entre les différentes méthodes et les condensés de certaines méthodes sont proposés par Lerner et al. (1990), Bredenkamp et al. (1995), et Stephens (1996) qui démontrent que la plupart de ces méthodes n'ont pas apporté de précisions souhaitées, en zone aride et semi-aride. Ainsi, les

recherches ont été poursuivies par d'autres auteurs qui ont alternativement préconisé la mise en œuvre de techniques nouvelles basées plus particulièrement sur : - l'étude des mécanismes de transfert de l'eau à travers la zone non saturée par le calcul direct du flux d'eau, soit en appliquant des traceurs naturels, isotopiques ou chimiques (Fontes et Edmund, 1989 ; Gee et Hillel (1988)) ou artificiels, soit en établissement le bilan hydrique sur la base de données des sols, du climat et de la végétation ; - l'étude des méthodes physiques par exemple les mesures avec des sondes (TDS ou autres) en rapport avec l'approche Darcy qui permet de modéliser le transfert de l'eau dans la ZNS :- l'étude de la cartographie intégrant la télédétection et les Systèmes d'information géographique appliquée actuellement un peu partout dans le monde. On peut citer, par exemple, la plaine d'Ada au nord d'Addis Abeba (Sisay, 2007), la partie occidentale de la péninsule d'Arabie (Mashael Al Saud, 2010), la péninsule du Sinaï en Égypte (Hossam & Atef, 2011), et le socle Birimien du Sénégal (Mall et al., 2017).

Les différents résultats obtenus concernant les sources et les processus de recharge des eaux souterraines (Fig.99) signifient que la qualité des techniques d'estimation applicables et disponibles varie. C'est pourquoi il est tout à fait préférable d'appliquer et de comparer de multiples approches indépendantes. Les points importants pour le choix d'une technique sont l'échelle de temps et d'espace, la gamme de valeurs et la validité des estimations de la recharge basée sur différentes techniques (Scanlon, Healy and Cook, 2002). La gamme des taux de recharge qui peuvent être estimés par différentes approches doit être adaptée aux valeurs attendues de la recharge sur le site. La validité des estimations de recharge faites par des techniques différentes est variable. Les processus de recharge doivent être compris ou conceptualisés, le système d'écoulement et ses principaux modes doivent être définis et les méthodes d'évaluation appropriées doivent être utilisées en tenant compte des incertitudes dans le temps et dans l'espace (Sukhija et al., 1996). Les incertitudes de chaque méthode d'estimation de la recharge mettent en relief la nécessité d'appliquer des techniques multiples pour accroître la validité des estimations de la recharge. Les techniques basées sur des données climatiques, hydrologiques et celles de la zone non saturée fournissent des estimations de recharge potentielle alors que les techniques basées sur les données physiques, chimiques et isotopiques des eaux souterraines fournissent généralement des estimations de la recharge réelle (Scanlon, Healy and Cook, 2002). Les principes de ces différentes techniques, dans l'estimation de la recharge, de même que les résultats issus de leur application en régions aride ou semi-aride sont décrites et discutées dans les travaux de Kinzelbach et al., 2002 et Scanlon et al., 2006. Étant donné que le processus d'estimation de la recharge est itératif, il doit donc impliquer l'application de multiples techniques du fait des incertitudes associées sur chaque approche. Dans l'ensemble, et conformément à la spécificité du delta, de nombreuses méthodes d'estimations de la recharge ont été passées en revue. Mais le choix des méthodes appliquées pour l'estimation quantitative de la

recharge a été basé sur la simplicité des principes des méthodes, sur la précision des données d'entrées et la validité des résultats. Dans le cadre de cette étude, nous avons considéré les principes et les applications des méthodes d'estimation de la recharge suivante : Méthodes du bilan hydroclimatique, Méthodes basées sur l'étude des fluctuations des charges piézométriques ; méthodes basées sur l'étude des traceurs isotopiques de la molécule d'eau, mais aussi les Méthodes basées sur l'étude de la cartographie intégrant la télédétection et les Systèmes d'informations géographiques.

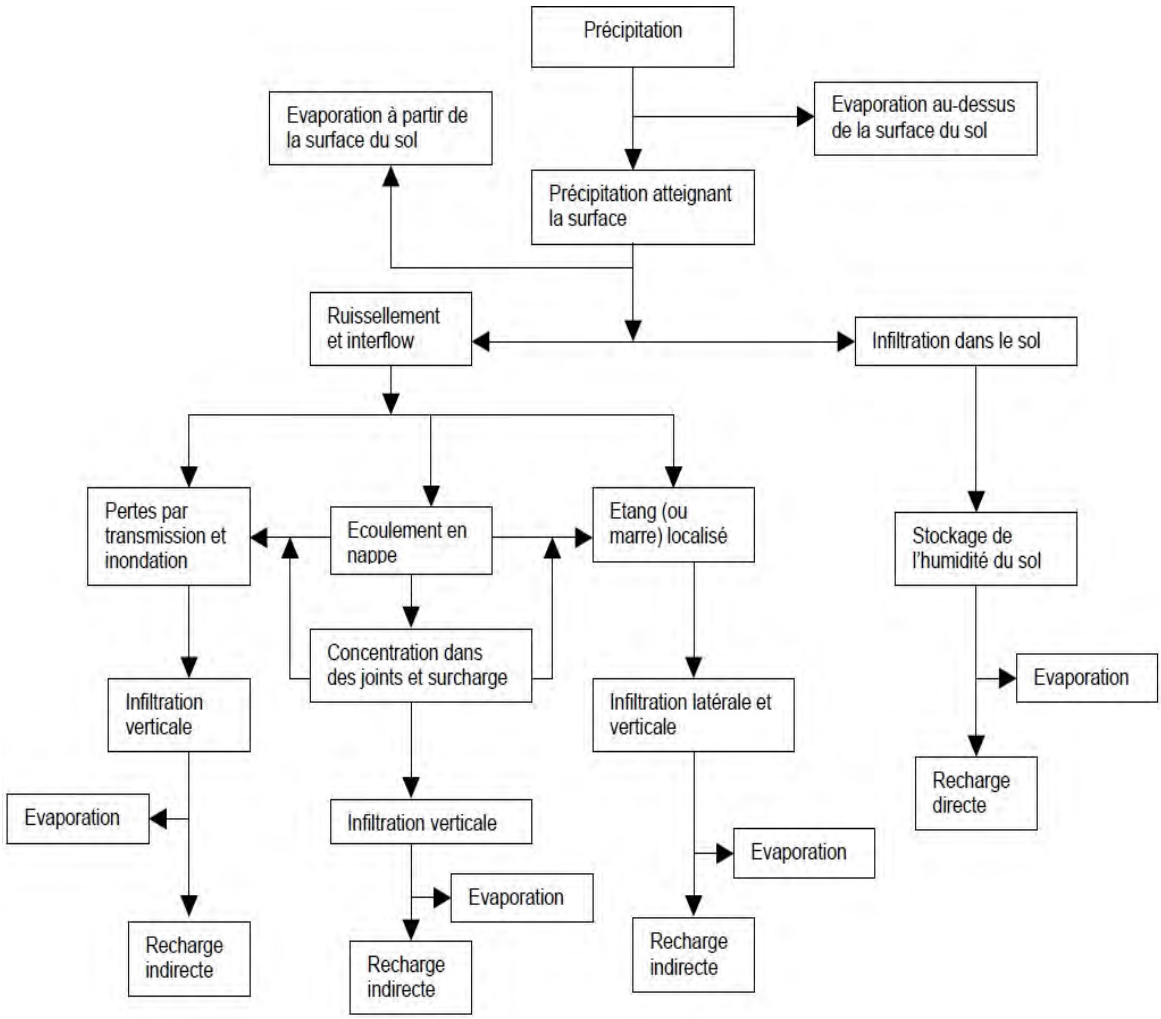


Figure 99: Representation des divers mécanismes de la recharge en zone aride (adapté de Nazoumou, 2002, d'après Lloyd, 1986).

VI.3.1 Estimation quantitative de la recharge

VI.3.1.1 Par Le bilan hydrologique

Les méthodes d'estimation de la recharge par le bilan hydrologique, basées sur la loi de conservation de la masse dans le cycle hydrologique, fournissent généralement une estimation régionale de la recharge. Elles sont le plus souvent soumises à des erreurs ou des incertitudes

liées à la grande variabilité spatiale et temporelle des événements hydrologiques, à la fiabilité des données climatologiques (évapotranspiration, précipitation, etc.) et aux hypothèses simplificatrices des méthodes utilisées. Dans les environnements semi-arides, l'estimation annuelle du bilan hydrologique n'est pas toujours facile à appliquer du fait, aussi de la petite quantité de recharge, calculée à partir de la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration réelle (Ea), qui est normalement quasi négligeable par rapport à la plage de précision de la détermination Ea. À l'échelle annuelle, l'évapotranspiration potentielle est largement supérieure aux précipitations et la recharge est sporadique et restreinte à la saison des pluies. À ceci s'ajoutent les variabilités locales liées à la topographie, aux types de sols, à la végétation, à la géologie et à l'occupation du sol (Allison, 1988 ; De Vries & Simmers, 2002). Nous avons donc proposé dans le cadre de cette étude, deux approches méthodologiques pour évaluer quantitativement les proportions de recharge à partir du bilan hydrique. Il s'agit de la méthode d'estimation de l'ETP développée par Camus et Debuisson (1964) et celle développée à l'Université de Liège et appelée "Water budget". L'application, de ces méthodes du bilan hydrologique, a été faite spécifiquement sur les années 2005, 2011, 2012 et 2013, pour pouvoir les comparer avec les résultats des méthodes de fluctuation piézométrique et de traçage isotopique qui ont également considéré ces années de mesures.

-Dans les travaux de Camus et Debuisson (1964), les valeurs moyennes d'ETP mensuelle (ETP_m), ont été calculées en prenant en compte les valeurs de l'évaporation de Piche mesurées dans la zone (E_v) qu'on multiplie d'un facteur correctif C égal à 0,6*0,74 spécifique à la zone subsaharienne. C'est à partir de ces valeurs moyennes d'ETP mensuelle, que le drainage mensuel ou la pluie efficace (P_{eff}) qui représente le bilan, a été estimée au niveau des stations de Saint-Louis au sud-ouest et de Dagana au nord-est. La P_{eff} constitue en quelque sorte la tranche de pluie disponible pour l'infiltration et le ruissellement. Elle est calculée en tenant compte de la pluie (P), de l'évapotranspiration réelle (ETR) qui désigne la valeur effective de l'évaporation dans les conditions d'humidité du sol de la région et de la réserve utile des sols (RU). La réserve utilisable du sol (RU) est définie comme étant la quantité d'eau mobilisable par l'évapotranspiration ; elle est souvent considérée par défaut comme égale à 100 mm dans les zones sahéliennes pour le calcul du bilan hydrologique. Ce paramètre possède deux limites. La limite supérieure représente la quantité maximale d'eau que le sol peut retenir par capillarité. Quant à la limite inférieure, elle correspond aux conditions dans lesquelles le point de flétrissement des végétaux est atteint. En effet, les forces de succion des racines sont insuffisantes pour l'extraction de l'eau contenue dans le sol. Lorsque l'effet de la sécheresse est très accentué, les plantes sont soumises à un stress hydrique et leur activité de transpiration baisse.

Il faut donc définir la réserve facilement utilisable (RFU) par le couvert végétal. Cette réserve (RFU) varie en fonction du type de sol et correspond globalement à la moitié de la réserve utilisable du sol (Mall, 2017). Ainsi, le bilan hydrologique est donné par :

$$P = ETR + R + I + RU \text{ avec } Peff = R+I = P - ETR\text{-}RFU \quad \text{(Eq.VI.1)}$$

Avec, ETR = EV*0,6*0,74 et Peff= P – (Ev*0,6*074)- R.U.

Le bilan hydrologique des mois d'août et de septembre montre que le surplus est plus important à la station de Saint-Louis qu'à la station de Dagana, avec respectivement des valeurs 41,5 mm et 29,6 mm (en 2005) et 149,6 et 83,7 mm en 2013, si l'on considère uniquement les deux années (Tableau 33). Globalement, la P_{eff} peut représenter d'après les années de mesures, entre 0 et 43% des précipitations à la station de Saint-Louis et entre 2 et 22% des précipitations à la station de Dagana (voir annexe). Ces valeurs constituent la part des précipitations qui contribue à la fois à l'écoulement de surface (ruissellement) et à la recharge des nappes et restent cependant très tributaires des facteurs hydroclimatiques en particulier des volumes d'eau précipités et de leur fréquence dans le temps. On peut effectivement considérer, dans les formations sableuses des dunes et dans les dépôts sablo-silto-argileux de la plaine alluviale au nord-est (aquifère semi-libre), que le ruissellement de surface est nul ou négligeable. Dans ces contextes, la part de la P_{eff} peut être assimilable à la part de l'infiltration ou de la recharge (P_{eff} = R). Au contraire, en aval de la plaine alluviale caractérisée par des dépôts argilo-silteux plus propices au ruissellement, les valeurs moyennes de l'infiltration représentées, sont plus faibles et peuvent correspondre en théorie, à la moitié de la P_{eff} (R=1/2 P_{eff}).

Selon la méthode de Camus et Debuisson (1964), la recharge peut être ainsi estimée, dans les dunes et dans la plaine là où la nappe est semi-libre (au nord-est), entre 2 et 22% des précipitations annuelles vers Dagana. Dans la partie aval de la zone, dans les dunes du Sud, la recharge peut représenter jusqu'à 43% des précipitations annuelles alors que dans la plaine alluviale (proche de la station de Saint-Louis), elle peut représenter la moitié de la P_{eff} c'est-à-dire variant entre 0-22% des précipitations annuelles. Cette recharge se fait principalement durant les mois d'août et de septembre, mais également ponctuellement durant les mois de juillet et d'octobre selon la spécificité de l'année hydrologique.

Tableau 33: Estimation du bilan hydrologique à partir de la méthode de Camus et Debuisson (1964) dans les stations de Saint Louis et de Dagana

Mois (2005)	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec	**Total**
Pluie Dagana	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,0	62,8	147,8	36,0	5,0	0,0	0,0	**261,6**
EV	192,4	170,5	181,1	151,5	145,9	98,7	95,9	87,2	80,3	122,8	166,4	**180,7**	**1673,3**
ETP	85,4	75,7	80,4	67,3	64,8	43,8	42,6	38,7	35,7	54,5	73,9	80,2	**742,9**
PLU-ETP	-85,4	-75,7	-80,4	-67,3	-64,8	-33,8	20,2	109,1	0,4	-49,5	-73,9	-80,2	**-481,3**
RFU	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	20,2	100,0	100,0	50,5	0,0	0,0	**270,6**
ETR	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	10,0	42,6	38,7	35,7	54,5	50,5	0,0	**231,9**
Peff	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	**29,3**	**0,4**	0,0	0,0	0,0	**29,7**

Mois 2005	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec	**Total**
Pluie Saint Louis	0,00	2,00	0,00	0,00	0,00	22,70	147,10	69,30	38,50	0,40	1,50	0,00	**281,5**
EV	184,	160,5	179,1	139,5	125,9	94,7	92,9	84,2	78,3	111,8	146,4	170,6	**1568,3**
ETP	81,8	71,26	79,52	61,94	55,90	42,05	41,25	37,38	34,77	49,64	65,00	75,7	**696,3**
PLU-ETP	-81,8	-69,2	-79,5	-61,9	-55,9	-19,3	105,8	31,9	3,7	-49,2	-63,5	-75,7	**-414,8**
RFU	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100,00	100,00	100,00	50,76	0,00	0,00	**350,7**
ETR	0	2	0	0	0	22,7	41,24	37,3	34,7	49,6	52,2	0	**240,0**
Peff	0	0	0	0	0	0	**5,8**	**31,9**	**3,7**	0	0	0	**41,50**

2013	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec	**Total**
P_Dagana	0	0	0	0	0	0	48,0	163,2	86	78	0	0	**375,2**
EV	192,4	170,5	181,1	151,5	145,9	98,7	95,9	92,2	100,3	142,8	166,4	**180,7**	**1718,3**
ETP	85,4	75,7	80,4	67,3	64,8	43,8	42,6	40,9	44,5	63,4	73,9	80,2	**762,9**
PLU-ETP	-85,4	-75,7	-80,4	-67,3	-64,8	-43,8	5,4	122,3	41,5	14,6	-73,9	-80,2	**-387,7**
RFU	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,4	100,0	100,0	100,0	26,1	0,0	**331,5**
ETR	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	42,6	40,9	44,5	63,4	73,9	26,1	**291,4**
Peff	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	**27,7**	**41,5**	**14,6**	0,0	0,0	**83,7**

Mois (2013)	Janv	Fev	Mars	Avril	Mai	juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec	**Total**
P_Saint Louis	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	59,9	151,4	151,7	3,5	0,5	7,8	**374,8**
EV	184,4	160,5	179,1	139,5	125,9	94,7	92,9	84,2	78,3	111,8	146,4	170,7	**1568,3**
ETP	81,9	71,0	79,5	61,9	55,8	42,0	41,2	37,3	34,7	49,6	65,0	75,7	**696,4**
PLU-ETP	-81,8	-71,2	-79,5	-61,9	-55,9	-42,0	18,6	114,0	116,9	-46,1	-64,5	-67,9	**-321,5**
RFU	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	18,7	100,0	100,0	53,8	0,0	0,0	**272,5**
ETR	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	41,2	37,3	34,7	49,6	54,3	7,8	**225,2**
Peff	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	**32,7**	**116,9**	0,0	0,0	0,0	**149,6**

Pour la méthode "Water budget " développée à l'université de Liège, les valeurs moyennes d'ETP mensuelle (ETP_m), ont été calculées à partir de la formule de THORNWAITE qui prend en compte les températures moyennes mensuelles (T_m), I= indice thermique annuel auquel il adjoint un facteur correctif K fonction du mois (m) et de la latitude.

$$ETPm = 16\left(\frac{10\,Tm}{I}\right)^{a} * K \quad \text{(Eq.VI.2)} \qquad I = \sum_{m=1}^{12}\left(\frac{Tm^{1,514}}{5}\right) \quad \text{(Eq.VI.3)}$$

$a = 6,75.10^{-7} I^3 - 7,71.10^{-5} I^2 + 1,79.10^{-2} I + 49$ avec $a \approx 0,016 \times I + 0,5$ (formule approchée).

Le bilan hydrologique estimé par la méthode ‘’Water budget' indique des valeurs du stock efficace variant entre 58,5 mm et 41 mm (en 2005) et entre 99 mm et 69 mm en 2013 respectivement à Saint-Louis et à Dagana (Tableau 35). Globalement, si l'on considère, l’ensemble des années de suivies, le stock efficace représentant les écoulements de surface et souterrain dans la zone, varie respectivement entre 4-26% des précipitations annuelles à la station de Saint-Louis et entre 0-18% des précipitations annuelles à la station de Dagana. Ceci semble se rapprocher aux gammes de valeurs moyennes retrouvées par la méthode précédente (Tableau 34). Toutefois, les quelques variations observées dans les résultats du bilan pourraient être associées aux formulations et aux hypothèses, mais aussi aux différents facteurs climatiques considérés dans ces méthodes utilisées. Sur la base du même principe reliant la P_{eff} et la recharge, on peut donc estimer dans les dunes et dans les dépôts sablo-silteux de la plaine alluviale au nord-est en amont (aquifère semi-libre) des valeurs moyennes de recharge variant entre 0-18% des précipitations annuelles allant jusqu'à 26% dans les dunes du sud-ouest proche de la station de Saint-Louis. Au niveau de la plaine alluviale en aval, les valeurs moyennes de la recharge sont estimées entre 2-14% des précipitations annuelles. Le bilan indique aussi que la recharge se fait principalement durant les mois d’août et de septembre et exceptionnellement durant le mois de juillet.

Tableau 34: Représentation des stocks efficaces par rapport aux précipitations de la zone

	Années			
	2005	2011	2012	2013
SAINT LOUIS Stock/Pluie (%)	21%	4,6%	14,3%	26,5%
DAGANA Stock/Pluie (%)	15,7%	18,2%	0%	18,4%

Par ailleurs en guise de comparaison, si nous considérons les résultats des autres méthodes développées par Penman-Montheith-FAO, Blaney and Criddle, Makkink, Hargreaves and Samani, qui ont pris en compte de nombreux paramètres climatiques dans l’estimation des valeurs de l’ETP_m dans la zone (Tableau 3), nous avons remarqué que le bilan reste globalement déficitaire ou nul. C'est-à-dire que les résultats, de ces méthodes, considèrent que les eaux de pluie qui tombent dans cette zone n’atteignent souvent pas la nappe, elles sont reprises par une forte demande évaporatoire. Or dans la zone, il existe réellement des fluctuations intersaisonnières des niveaux piézométriques qu’on peut assimiler à la part contributive des eaux de pluie sur la recharge des nappes superficielles surtout lorsqu’elles constituent la seule source d’alimentation naturelle dans les systèmes dunaires. Cependant, en dépit de la présence de couche argileuse et des difficultés liées aux estimations quantitatives l’ETR et le bilan, on admet qu’il y a eu et il y a encore recharge de la nappe alluviale : soit par infiltration directe des eaux de pluie ou des eaux d’irrigation ; soit par infiltration latérale des eaux de surface dans les zones de recharge, comme le montrent les suivis piézométriques considérés dans le chapitre II. Ces suivis

piézométriques ont indiqué des valeurs de recharge très dépendantes des volumes d'eau précipités et de l'état de surface.

Tableau 35: Estimation du bilan hydrologique à partir de Water budget (stations Saint Louis et D agana)

StLouis 2005	Janv	Fevr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec
Pluie	0,0	0	0	0	0	22	147	69	38	0	0	0
Temp	23	24	25	24	25	26	28	28	29	29	27	24
ETP	58,1	65,5	73,6	65,5	73,6	82,2	101,5	101,5	112,1	112,1	91,5	65,5
ETR	0	0	0	0	0	22	101,5	101,5	51,1	0	0	0
Stock eff.	0	0	0	0	0	0	45,5	13,7	0	0	0	0
Dagana 2005	Janv	Fevr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec
Pluie	0,0	0	0	0	0	10	62	147	36	5	0	0
Temp	24	24	26	24	26	27	28	29	30	30	28	25
ETP	60,8	60,8	76,9	60,8	76,9	85,9	95,6	106	117,1	117,1	95,6	68,5
ETR	0	0	0	0	0	10	62	106	77	5	0	0
Stock eff.	0	0	0	0	0	0	0	41	0	0	0	0
St Louis 2013	Janv	Fevr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec
Pluie	0,0	0	0	0	0	0	59	151	151	3	0	0
Temp	23	24	25	24	25	26	28	28	29	29	27	24
ETP	58,1	65,5	73,6	65,5	73,6	82,2	101,5	101,5	112,1	112,1	91,5	65,5
ETR	0	0	0	0	0	0	59	101,5	112,1	53	0	0
Stock eff.	0	0	0	0	0	0		49,5	50	0	0	0
Dagana 2013	Janv	Fevr.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec
Pluie	0,0	0	0	0	0	0	42	163	86	78	0	0
Temp	24	24	26	24	26	27	28	29	30	30	28	25
ETP	60,8	60,8	76,9	60,8	76,9	85,9	95,6	106	117,1	117,1	95,6	68,5
ETR	0	0	0	0	0	0	48	106	117,1	96,9	0	0
Stock eff.	0	0	0	0	0	0	50	18,9	0	0	0	0

VI.3.1.2 Par la variation de charges piézométriques

Cette méthode consiste à identifier une cause, l'infiltration par l'analyse de ses effets, que sont les variations des niveaux piézométriques dans les nappes. La méthode des fluctuations piézométriques est basée sur l'hypothèse que les remontées des niveaux de la nappe dans les aquifères libres sont liées à l'eau de la recharge qui arrive à la nappe. La recharge est calculée à partir de **R = Sy*dh/dt** *avec Sy = Coefficient d'emmagasinement spécifique, h=variation du niveau piézométrique et t=temps*. Les fluctuations piézométriques apparaissent spatialement comme une réponse de la recharge moyenne. La surface représentée par les taux de recharge varie de 10 m² à 100 m² voire 1000 m². Les périodes de mesures représentées par la recharge estimée varient de l'échelle d'un événement à une longue série de mesure hydrographique. La méthode de fluctuation piézométrique a été utilisée dans des études variées (Meinzer et steams, 1929 ; Hall et Risser, 1993) et décrite en détail par Healy et Cook, 2002. La méthode est mieux appliquée sur de courtes périodes en contextes de nappes libres superficielles ou peu profondes qui montrent des remontées et des baisses de leurs niveaux. L'analyse des fluctuations piézométriques peut,

cependant, aussi être utile pour déterminer des changements à long terme de la recharge causée par le climat ou la dynamique de l'occupation du sol. Les difficultés dans l'application de la méthode résident sur la détermination de la valeur représentative du Sy qui contrôle directement la valeur estimée de la recharge et sur l'assurance que les fluctuations des niveaux piézométriques sont liées à la recharge et non au résultat des phénomènes de pompage ou d'évapotranspiration qui peuvent principalement remettre en cause cette hypothèse. La méthode a été appliquée sur une large variété de conditions climatiques sur des nappes superficielles en régime permanent. Les taux de recharge estimés par cette technique varient de 5 mm/an dans le bassin de Tabalah d'Arabie Saudi (Abdulrazzak et al, 1989) à 247 mm/an d'un petit bassin dans une région humide de l'Est des US (Rasmussen et Andréasen, 1959). Dans la zone, en considérant la valeur représentative du Sy moyenne respectivement de 20% et 10% dans les dunes et la plaine alluviale (OMVS, 1990), les résultats des calculs de la recharge à partir des fluctuations piézométriques des nappes ont été consignés dans les tableaux 36 et 37. L'analyse de ces tableaux montre que les valeurs de recharge estimées par la méthode de fluctuation piézométrique dans la plaine alluviale sont comprises entre 0-107 mm/an dans le compartiment supérieur et entre 0-52 mm/an selon les années dans le compartiment inférieur. Ainsi, la proportion de la recharge peut varier successivement entre 0-16% au niveau du compartiment inférieur et entre 0-29% des volumes d'eau précipités dans le compartiment supérieur. L'estimation de la recharge au niveau des puits captant toujours le compartiment supérieur de la nappe alluviale en 2005 est consignée dans le Tableau 36. Ce tableau indique des proportions de recharge presque similaires variant entre 0-30%, des précipitations annuelles. Ces résultats semblent correspondre aux gammes de valeurs déjà retrouvées dans les autres méthodes d'estimation du bilan hydrologique. En effet, ces taux de recharge relativement plus élevés, dans le compartiment supérieur de la nappe alluviale, ne sont pas uniquement le fait des eaux de pluie infiltrées ; ils représentent également la part provenant au courant de l'année de l'infiltration des eaux de surface ou d'irrigation. Les amplitudes des crues de la nappe alluviale dans les différents compartiments varient spatialement avec la proximité et la spécificité ou la nature des sources de recharge (cours d'eau principal ou secondaire, canaux d'irrigation, champs irrigués, etc.). L'application des méthodes de fluctuations piézométriques comme un indicateur de recharge dans les formations dunaires suppose que la relation hauteur de pluie-amplitude de remontée du niveau est sous la dépendance directe et unique de la pluviosité annuelle. Au niveau de ces systèmes dunaires, toute variation du régime pluviométrique entraine une variation du régime de la nappe et donc de son niveau. L'analyse des résultats (Tableau 36), montre que les taux de recharges estimées dans le système dunaire rentent dans les gammes définies dans la zone, par les autres méthodes du bilan (en particulier le 'water budget').

Les valeurs estimées de la recharge dans la nappe des dunes en 2005 sont comprises entre 10-72 mm/an et représentent soit 4-27% des volumes d'eau précipités. Les plus fortes valeurs sont

observées dans les sédiments sableux des dunes de l'Ogolien. La fraction des eaux de pluie non reprises par l'évaporation qui sert à relever effectivement les niveaux de la nappe dans cette partie est fonction de la reprise évaporatoire, de la profondeur de la nappe, de la nature du substrat ou des aquifères et de l'occupation humaine.

Tableau 36: Estimation de la recharge à partir de la variation de charges piézométriques dans les dunes et dans la plaine alluviale en 2005

Nom ouvrage	Vh=dh/dt (m/an)	Recharge : ne*dh/dt (mm/an)	Recharge/ Pluie %	**Nom ouvrage**	VH=dh/dt (m/an)	Recharge = mm/an	R/Pluie %
Dunes (Pluie annuelle =271mm)				Plaine alluviale			
Gantour	0,25	50	18%	Savoigne puits	0,22	22	8%
Ricott	0,15	30	11%	Dagana puits	0,3	30	11%
Keur demba diam	0,28	56	21%	Ndiarém puits	0,55	55	20%
Takhembeut	0,19	38	14%	Mbilor puits	0,13	13	5%
Nialakhar	0,24	48	18%	Mbilor piezo	0,74	74	27%
Mbakhana puits	0,36	72	27%	Keur Mbaye	0,43	43	16%
Lampsar puits	0,22	44	16%	Ndombo	0,79	79	29%
Tiadem	0,08	16	6%	Ntiago	0,16	16	6%
Nguenth	0,05	10	4%	Téméye Salam	-0,32	0	0%
				El Quouss	0,25	25	9%

Tableau 37: Estimation de la recharge à partir de la variation de charges piézométriques (plaine alluviale

Compartiment Supérieur de la nappe alluviale									
Années	2011 (P=276mm)			2012 (P=387mm)			2013 (P=366mm)		
Ouvrage (Piézomètre)	Vh=dh/dt	R=dh/dt *0,10 mm/an	R/P (%)	Vh=dh/dt mm/an	R=dh/dt *0,10	R/P (%)	Vh=dh/dt	R=dh/dt *0,10 mm/an	R/P (%)
GA0002	0,1	10	4%	0,26	26	7%	0,51	51	14%
GA0068	0,145	14,5	5%	0,39	39	10%	0,1	10	3%
GA0069	0,52	52	19%	0,73	73,1	19%	1,07	107	29%
GA0072	0,255	25,5	9%	0,43	43	11%	0,16	16	4%
GA0120	0,215	21,5	8%	0,17	17	4%	0,47	47	13%
GA0117	0,594	59,4	22%	0,89	89,4	23%	0	0	0%
GA0083	0,58	58	21%	0,08	8	2%	0,14	14	4%
	Compartiment inférieur de la nappe alluviale								
GA0001	0,08	8	3%	0,23	23	6%	0,31	31	8%
GA0006	0,02	2	1%	-0,21	-21	0%	0,08	8	2%
GA0007	0,205	20,5	7%	-0,21	-21	0%	0,45	45	12%
GA0008	-0,012	-1,2	0%	0,21	21	5%	0,57	57	16%
GA0023	-0,005	-0,5	0%	-0,12	-12	0%	0,22	22	6%
GA0024	0,015	1,5	1%	-0,17	-17	0%	0,44	44	12%
GA0025	0,04	4,8	1%	0,12	12	3%	0,39	39	11%
GA0026	-0,08	-8	0%	-0,04	-4	0%	0,28	28	8%
GA0066	0,09	9	3%	0,16	16	4%	0,14	14	4%
GA0071	0,095	9,5	3%	0,08	8	2%	0,19	19	5%
GA0119	0,295	29,5	11%	0,2	20	5%	0,03	3	1%
GA0072	0,255	25,5	9%	0,43	43	11%	0,16	16	4%

VI.3.1.3 Par usage des traceurs isotopique et radio-isotopique de la molécule d'eau

Les techniques isotopiques contribuant à l'évaluation de la recharge des nappes, donnent des indications qualitatives sur l'existence ou non d'une recharge ou des indications quantitatives en permettant d'effectuer le calcul du taux de recharge qui est essentiel pour définir la variabilité spatiale de la recharge et le contexte d'écoulement des eaux souterraines. Ce dernier est, parfois utile pour la modélisation numérique des transferts d'eaux ou de contaminants, pour étudier la vulnérabilité des aquifères entre autres. Pour l'estimation de la recharge directe, les méthodes de traçages géochimiques et isotopiques sont plus prometteuses en régions semi-arides et arides que les autres méthodes qui présentent souvent le plus d'insuffisances (Allison, 1988 ; Fontes et Edmund, 1989 ; Gee et Hillel (1988)). Le développement de ces méthodes a été observé un peu partout dans le monde plus particulièrement dans les régions arides et semi-arides (Adanu, 1991, Vrbka et al. (2008) ; Oga et al. (2008), Sami, 1992 ; Rueddi et al. (2005) ; Goni (2008). Les isotopes de l'environnement comme le tritium sont les plus utilisés pour l'évaluation de la recharge des aquifères (Zimmermann et al., 1967). L'usage du tritium et des éléments chimiques comme le chlorure associé au processus d'écoulement de type « Piston flow » dans des sols homogènes non saturés en milieux arides et semi-arides a révélé, à travers de nombreux travaux, la pertinence et l'efficacité de ces outils géochimiques et isotopiques dans l'estimation de la recharge. Quoique l'échantillonnage et les analyses des traceurs chimiques et isotopiques soient habituellement considérés comme très couteux, la technique des traceurs peut s'avérer plus intéressante. En effet, dans beaucoup de cas un seul échantillonnage dans le temps est nécessaire et il peut être représentatif de périodes relativement longues. De plus, le cout d'un seul échantillonnage peut s'avérer moins élevé que celui associé au suivi à long terme qui demande un équipement de suivi et une collection et l'analyse continuelle des données.

VI.3.1.3.1 Par usage des isotopes stables

a- Modéle d'estimation brute de la recharge proposé par Allison et Al. (1984)

La conservation presque idéale de la composition isotopique stable de la molécule d'eau qui peut permettre d'identifier les zones de recharge et de circulation des nappes au sein du système a été utilisée avec succès dans de nombreuses régions arides. Les isotopes stables de la molécule d'eau peuvent aujourd'hui être aisément mesurés et sont utilisés comme des indicateurs des phénomènes d'évaporation ou de condensation, pour les ratios de mélange d'eau d'origines différentes ou pour estimer la recharge que soit dans les zones saturées comme dans les zones non saturées. Dans les systèmes dunaires du delta, ce sont souvent les effets d'évaporation qui sont à l'origine des différences de concentrations de $\delta^{2}H$ ou de $\delta^{18}O$ par conséquent de la déviation des eaux par rapport à la DMM (voir Fig.100).

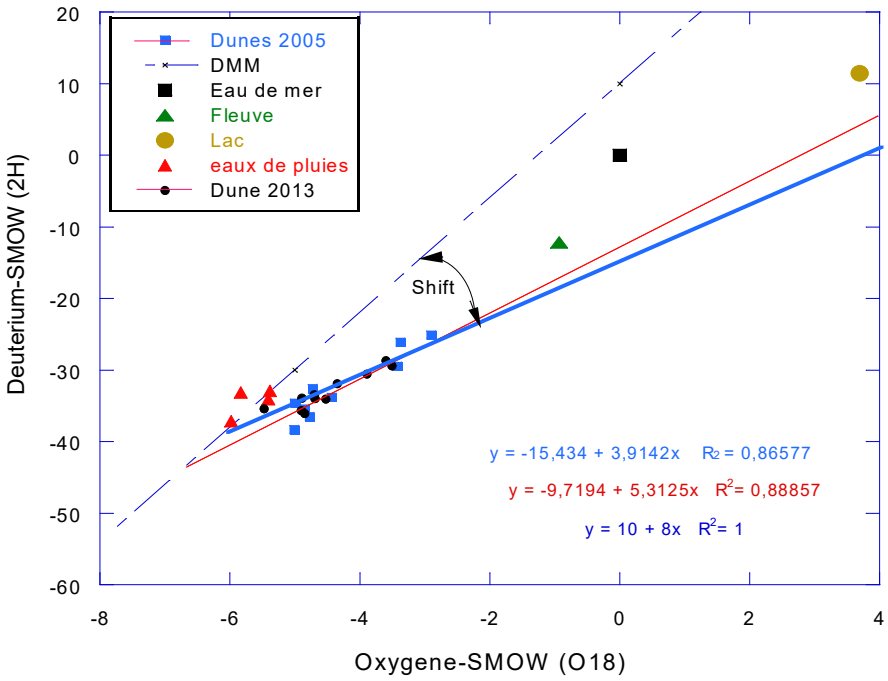


Figure 100: *Relation Oxygène-18 ($\delta^{18}O$) et Deutérium ($\delta^{2}H$) des eaux souterraines dans les dunes.*

La déviation de l'eau souterraine par rapport à la droite météorologique peut être également utilisée pour obtenir une estimation brute de la recharge dans les zones à faible réalimentation (zones arides ou semi-arides). Ce modèle, établi après une expérimentation sur 4 profils en Australie, a été proposé par Allison et al. (1984) qui donnent une relation empirique de la recharge en mm/an (R) à travers l'épaisseur du sol : $Ep=\Delta\delta$ shift $(recharge)^{1/2}$

$$\Delta\delta \text{ shifts} = \text{Épaisseur}/(recharge)^{1/2} \quad (Eq.VI.4)$$

$\Delta\delta$ représente le déplacement, de ^{2}H ou de ^{18}O par rapport à la Droite météorologique locale (en pour mille) et $\Delta\delta = \delta^{2}H\text{-}m^{18}O$, pour les différents sites, ou m est la pente de la droite météorologique locale. C'est cette déviation par rapport à la DML qui est utilisée pour estimer la recharge c'est-à-dire les mélanges d'humidité évaporée du sol avec l'onde de pluie qui s'infiltre et déplace l'eau du sol résiduelle en bas. Éventuellement, l'eau mélangée atteindra la nappe. C'est cette droite parallèle, à partir de laquelle, est estimé le shift qui est normalement établi à partir de mesure sur l'eau interstitielle du sol, à différentes profondeurs. On peut effectivement considérer que l'eau du toit de la nappe correspond à l'eau du sol de différentes profondeurs.

Cette approche a été appliquée uniquement dans les eaux souterraines des formations dunaires qui se trouvent dans les environnements climatiques similaires, que les auteurs avaient développé cette relation avec une seule source d'alimentation de la nappe, les pluies. Dans le diagramme $\delta^{18}O$–δD, la composition isotopique des eaux souterraines des formations dunaires est toujours distribuée en dessous et parallèle à la DMM (voir Fig.99). La pente de la droite météorique locale (DML) n'a pas été calculée, elle a été déterminée en utilisant des données isotopiques provenant des eaux de pluie collectées un peu partout dans le Sénégal comme égale à

7,93 d'après les résultats des travaux de Travi, 1987. Les résultats des calculs indiquent dans les formations dunaires, que les proportions de recharge sont très variables, allant de 0,2-101,3 mm/an pour les analyses de 2005 et de 0,1-119,4 mm/an pour les analyses de 2013 (Tableau 38). Ces proportions qui représentent 0,1-19%, allant jusqu'à 33% et 37% respectivement en 2005 et 2013 des précipitations annuelles, sont essentiellement tributaires du volume d'eau précipité, de la fréquence (répartition spatio-temporelle) des pluies, de la profondeur de la nappe et de la forte reprise évaporatoire. Ces résultats estimés à partir des méthodes de traçage isotopique semblent se rapprocher aux gammes de valeurs retrouvées par les méthodes du bilan, mais surtout celles déterminées par la méthode des fluctuations piézométriques (0,1-39% en 2005).

Tableau 38: Estimation de la recharge à partir des isotopes stables dans les formations dunaires

Nom	^{18}O	^{2}H	$\Delta\delta = \delta^{2}H - m^{18}O$	Profondeur (m)	Recharge (mm/an)	Recharge/Pluie
Année 2005			2005			
Gantour	-4,43	-33,8	1,3299	9,43	**50,3**	19%
Ricott	-5	-34,6	5,05	3,95	**0,6**	0,2%
Keur Demba Diam	-4,37	-32,1	2,5541	11,76	**21,2**	8%
Takhembeut	-5,01	-38,3	1,4293	4,94	**11,9**	4,4%
Ndialakhar	-4,86	-35,4	3,1398	5,48	**3,0**	1,1%
Nguenth	-4,72	-32,6	4,8296	2,8	**0,3**	0,1%
Tiadem	-4,9	-35,1	3,757	1,68	**0,2**	**0,1%**
Lampsar puits	-4,77	-36,5	1,3261	13,35	**101,3**	**37%**
Année 2013			2013			
Gantour	-4,35	-31,87	2,6255	9,2	**12,3**	3,4%
Ricott	-4,89	-33,95	4,8277	3,9	**0,7**	0,2%
Merry	-4,41	-31,66	3,3113	15,68	**22,4**	6,1%
Obogg	-4,90	-35,64	3,217	16,64	**26,8**	7,3%
Keur Demba Diam	-4,52	-34,05	1,7936	11,16	**38,7**	11%
JDieri	-3,89	-29,52	1,3277	14,51	**119,4**	**33%**
Diamar	-4,51	-32,43	3,3343	10,16	**9,3**	2,5%
Takhmbeut	-4,69	-33,99	3,2017	5,01	**2,4**	0,7%
Ndialakar	-4,58	-34,65	1,6694	5,22	**9,8**	2,7%
Lampsar puits	-4,85	-36,09	2,3705	12,86	**29,4**	8,0%
Nguenth	-5,47	-35,37	8,0071	2,75	**0,1**	**0,0%**
Tiadem	-4,70	-33,45	3,821	2,94	**0,6**	0,2%

b- Modéle de mélange ou "Mixing Model"

L'idée d'utiliser le "Mixing model" comme un indicateur de recharge, suppose que la relation hauteur de pluie-amplitude de remontée du niveau est sous la dépendance également de plusieurs autres facteurs en plus de la pluviométrie annuelle. Ce modèle a été appliqué au niveau de la plaine alluviale où les isotopes stables de ^{2}H ou de ^{18}O sont également utilisés pour identifier la recharge des eaux souterraines provenant des diverses sources (fleuves, eaux d'irrigation,

pluies, etc.). L'application du modèle de mélange est basée sur les différences de signatures isotopiques pour déterminer la contribution relative des différentes sources de recharge des eaux souterraines. Au niveau de plaine alluviale, le modèle de mélange des deux membres a été utilisé pour calculer le pourcentage de contribution de chacun des membres dans les échantillons des eaux souterraines. Nous avons considéré la zone influencée par l'eau de pluie (par exemple dans les petits amas dunaires et dans la plaine alluviale non confinée), et en bordure du fleuve la zone non concernée par l'irrigation. Les traceurs conservatifs tels que le $\delta^{18}O$, $\delta^{2}H$ sont souvent utilisés (Jeuken, 2004) selon l'équation ((Eq.VI.5) suivante :

$$Xs = FaXa + FbXb$$

$$Ys = FaYa + FbYb$$

Ou Xs et Ys = concentration du traceur X ou Y dans l'échantillon ; Xn et Yn = concentration du traceur X ou Y dans chaque ''end-member'' n (n=a, b) ; Fn = Fraction de chaque end-member n dans l'échantillon (n=a, b). Ces équations peuvent être utilisées pour déterminer la fraction de chaque end-member présent, si la composition isotopique est uniquement déterminée par les end-member. Fb peut-être réécrit comme (Eq.VI.6) :

$$Fb = (1-Fa)$$

En remplaçant dans les équations (VI.5) et (VI.6) et en résolvant une équation à un inconnu (Fa) on aura les expressions suivantes :

$$Xs = FaXa + FbYb \text{ ou } Xs = FaXa + (1-Fa)\,Yb$$

$$Xs - Xb = Fa(Xa - Xb) \text{ avec } Fa = (Xs - Xb)/(Xa - Xb) \text{ et } Fb = 1 - Fa$$

Les résultats des calculs des données isotopiques des eaux de la nappe alluviale prélevées en juillet 2005 en période sèche et en décembre après la saison pluvieuse en 2013 indiquant les contributions différentes de chaque end-member sont consignés dans le tableau 39.

Nous allons considérer dans ces calculs, les valeurs moyennes tirées à partir des échantillons d'eaux du fleuve (^{18}O=-1,98 et ^{2}H=-18,69, end-member=a), d'eaux de pluie (^{18}O=-5,5 et ^{2}H=-36, end-member=b). Il faut remarquer que la part des eaux du fleuve dans le renouvellement de la nappe alluviale est cependant plus importante (52-100%), elles peuvent présenter sur la zone d'emprise jusqu'à des fractions comprises entre 91-100% et entre 81-100% respectivement en saisons sèches en 2005 et après la saison pluvieuse en 2013. Mais cette prépondérance de l'infiltration latérale des eaux du fleuve (axes principaux, secondaires, etc.) dans le renouvellement n'est pas trop extensible surtout vers la partie dunaire où la contribution des eaux de pluie est plus importante. Elle peut représenter suivant les périodes entre 8 et 42% du taux de renouvellement de la nappe (Tableau 39).

Ce tableau indique que les proportions de recharge varient en fonction de la saison et des caractéristiques hydrauliques des sédiments aquifères de la plaine alluviale (dépôts siltoargileux, terrasses marines, dune de l'Ogolien, etc.). En effet, elles sont plus significatives dans les amas

dunaires de l'Ogolien et dans la partie nord-est où l'aquifère alluvial n'est pas confiné. Cette situation met en évidence aussi le caractère vulnérable de la nappe superficielle dans ces secteurs face à la pollution de surface.

Tableau 39: Estimation de la contribution du fleuve et des pluies dans la recharge de la nappe alluviale à partir des isotopes stables de la molécule d'eau

Nom	**^{18}O**	**^{2}H**	Fa Fleuve	Fb Pluie	Nom	^{18}O	^{2}H	Fa fleuve	Fb pluie
Savoigne puits	-1,07	-14,1	100,0	0,0	Dagana	-2,27	-20,49	91,8	8,2
Dagana puits	-1,66	-17,9	100,0	0,0	Ndiaréme Puits	-1,52	-16,62	100,0	0,0
Ndiaréme puits	-2,27	-21,4	91,8	8,2	Mbilor puits	-0,61	-12,8	100,0	0,0
Mbilor puits	-0,59	-11,7	100,0	0,0	Keur Mbaye	-0,58	-11,71	100,0	0,0
Keur Mbaye	-1,43	-17,2	100,0	0,0	Ndombo	-2,62	-21,99	81,8	18,2
Ndombo	-1,67	-18	100,0	0,0	Thiago	-2,37	-20,37	88,9	11,1
Thiago	-1,45	-16,8	100,0	0,0	Téméye Salam	-0,03	-9,95	100,0	0,0
Téméye Salam	-1,08	-14,8	100,0	0,0	Foss	0,26	-6,81	100,0	0,0
Mbakhana puits	-1,09	-14,5	100,0	0,0	Gueumbeul	-3,43	-27,01	58,8	41,2
Gueumbeul	-2,29	-22,1	91,2	8,8	Mbakhana puits	-1,45	-16,61	100,0	0,0
El Quouss	-3,42	-29,5	59,1	40,9	GA119	-2,02	-18,15	98,9	1,1
					GA001	-1,61	-18,56	100,0	0,0
					GA004	-0,71	-11,47	100,0	0,0

Cette tentative de calcul de la contribution de chaque end-member dans le renouvellement de la nappe est plutôt un indicateur de recharge qui peut à la limite supporter l'application des méthodes d'estimation quantitative pour le calcul de la recharge tel que par exemple : la méthode du bilan hydrologique ou la méthode de fluctuation piézométrique. À titre d'exemple, si l'on considère les résultats des calculs de la recharge obtenue à partir des fluctuations piézométriques, nous avons pu en déduire pour l'année 2005, la contribution relative en mm de chaque end-member dans le renouvellement de la nappe alluviale (Tableau 40).

Ce tableau indique que les proportions de recharge fournies par les eaux de pluie se rapprochent de celles estimées par les autres méthodes dans les dunes et dans la plaine alluviale semi-libre (variant entre 1-19% des précipitations annuelles). Alors que, dans les autres secteurs de la plaine, les valeurs moyennes de recharge de la nappe alluviale provenant des eaux de surface (fleuve ou lac), peuvent présenter des proportions plus grandes, variant entre 19-38% des précipitations annuelles. En résumé, nous pouvons remarquer que la méthode d'estimation de la recharge à partir des isotopes stables de la molécule d'eau est très approximative et difficilement applicable dans certains cas. La méthode peut présenter des limites liées : aux modifications de signatures générées dans les puits de grands diamètres où l'évaporation de l'eau de surface peut survenir, mais aussi à la détermination de la composition isotopique initiale de chaque end-member qui doit être suivie sur une longue période pour obtenir des valeurs représentatives dans les calculs.

Tableau 40 : Estimation de la proportion de recharge des end-member à partir des calculs des fluctuations piézométriques

Nom	Recharge= dh/dt (mm/an)	Fc=Fleuve (mm/an)	Volume en mm	Proportion relative en %	Fa= Pluie (mm/an)	Volume en mm	Proportion relative en %
Savoigne puits	58,44	100,0	58,4	21,6	0,0	0,0	0,0
Dagana puits	79,89	100,0	79,9	29,5	0,0	0,0	0,0
Ndiarém puits	61,8	91,8	56,7	20,9	8,2	5,1	1,9
Mbilor puits	71,36	100,0	71,4	26,3	0,0	0,0	0,0
Keur Mbaye	101	100,0	101,0	37,3	0,0	0,0	0,0
Ndombo	78,34	100,0	78,3	28,9	0,0	0,0	0,0
Thiago	80,01	100,0	80,0	29,5	0,0	0,0	0,0
Téméye Salam	81,76	100,0	81,8	30,2	0,0	0,0	0,0
Mbakhana puits	102,1	100,0	102,1	37,7	0,0	0,0	0,0
Gueumbeul	57,1	91,2	52,1	19,2	8,8	5,0	1,9
El Quouss	120,69	59,1	71,3	26,3	40,9	49,4	18,2

VI.3.1.3.2. Par usage du tritium (radio-isotope de la molécule d'eau)

Le tritium ^{3}H, comme traceur historique ou marqueur d'événement a été introduit en abondance dans l'atmosphère par les bombes nucléaires. Cependant, avec le temps les concentrations du tritium produites par les bombes ont été grandement réduites par la décroissance radioactive (cas des eaux souterraines) ou par l'effet de dilution par les vapeurs marines exemptes de tritium (pour les précipitations). Dans l'hémisphère sud, où les concentrations de tritium dans les précipitations étaient d'un ordre de magnitude plus faible que dans l'hémisphère nord (Allison and Hughes 1977, Aranayossy et Gaye, 1992), il est souvent difficile de distinguer le ^{3}H produit par les bombes et les concentrations courantes de ^{3}H dans les précipitations. La méthode de datation des eaux souterraines, que ce soit par des substances chimiques ou des isotopes, est basée sur la mesure de la concentration de ces traceurs dans l'eau. Le tritium a l'avantage que les processus chimiques dans la nappe ne l'affectent pas, contrairement aux autres traceurs radiogéniques pour lesquels ce sont les traceurs qui sont datés, mais pas l'eau elle-même (Clark and Fritz, 1997). Il définit, en théorie, l'intervalle de temps écoulé par rapport à la recharge correspondante. Toutefois, à cause des phénomènes de dispersion et de mélange hydrodynamique engendrant une variété de sources de recharge et d'âges, l'âge des eaux souterraines correspond en réalité à la distribution temporelle de plusieurs écoulements élémentaires (Todd et al, 2005). Le terme 'âge' est communément utilisé à cause de sa simplicité (Clark and Fritz, 1997). La connaissance des « âges » des eaux souterraines permet de gérer les ressources en eau de façon rationnelle et de distinguer les eaux souterraines renouvelables, aptes à une exploitation durable. La méthode de datation dépend de la nature de substances utilisées. Le tritium (isotope radioactif de l'hydrogène et traceur intime de l'eau) a été

utilisé largement dans le passé pour estimer la recharge actuelle dans les zones saturées et non saturées (Egboka et al. 1983 ; Robertson and Cherry, 1989).

a) Modéle d'estimation à partir du temps de transit

L'estimation de l'âge des eaux souterraines par le tritium est basée sur la connaissance des concentrations du tritium ($a_o{}^3H$) s'infiltrant dans les eaux souterraines (chroniques de mesures depuis les essais thermonucléaires) et celle du tritium résiduel dû à la désintégration, mesurée dans les eaux souterraines au moment de l'échantillonnage ($a_t{}^3H$). En remplaçant $t_{1/2}$ par 12,43 ans, l'équation (Eq.VI.7) devient : $t = -17{,}93 \ln \frac{a_t{}^3H}{a_0{}^3H}$ t = est le temps de résidence moyen des eaux souterraines ou «temps de transit moyen» qui exprime mieux l'intervalle de temps écoulé par rapport à la recharge concernée**.** $a_t{}^3H$ dépend et de la quantité de tritium dans l'atmosphère quand la précipitation s'est formée et de l'intervalle de temps pendant lequel l'eau passe de la surface du sol à l'aquifère (point d'échantillonnage). Une parcelle d'eaux souterraines est une superposition de précipitations de plusieurs années avec une concentration qui évolue au moins jusqu'aux années 2000. Une fois arrivée dans la zone captive ou à une profondeur où il n'y a plus addition d'eau à partir de la surface, la concentration en tritium diminue par désintégration radioactive. $a_o{}^3H$ est la concentration du tritium dans les précipitations au temps de recharge. Elle représente les teneurs en tritium annuelles pondérées dans les précipitations sur une période d'environ 50 ans (le premier essai atmosphérique d'armes thermonucléaires étant effectué en 1952). Elle est calculée généralement soit à partir du modèle de recharge impliquant les phénomènes de mélange ou de dispersion associée à la correction due à la désintégration radioactive du tritium (Clark and Fritz, 1997). Dans l'approche isotopique, un temps de résidence moyen doit être calculé. Ceci sur la base de quelques concepts de distribution du temps de transit défini par les modèles disponibles : piston, dispersion, exponentiel, etc. (e.g. Zuber, 1986 ; Verhagen et al., 1991). Le modèle exponentiel en particulier le modèle du puits de mélange ou "Well mixed model" a été utilisé puisqu'étant particulièrement appropriée là où le forage mélange toutes les eaux de leur tranche captée. Ce modèle de calcul admet en théorie, que les puits pompés produisent des mélanges d'eau de différents âges ou de temps transit à partir des différentes unités lithologiques pénétrées. Dans une simple approche, la recharge peut être estimée :

$$\mathbf{R} = \frac{\sum ni\ Hi}{T} \quad \text{(Eq.VI.8)}$$

T : temps de résidence moyen (dérivé du modèle exponentiel) ; ni est la porosité et Hi est l'épaisseur de l'aquifère qui considère la verticale entre la surface et la zone saturée. C'est un modèle qui a été utilisé dans les principales études de recharge des nappes en Afrique et partout

dans le monde. Récemment, les travaux de Buckley, Rabun and Heath (2016), ont montré que les teneurs en tritium annuelles pondérées sont redevenues à peu près constantes dans les précipitations au début des années 2000. En Afrique de l'Ouest, elles varient entre 0-5UT ($a_o{}^3H$). En tenant compte de la chronique annuelle des teneurs en tritium des eaux de pluie au Sénégal (réseau GNIP), une valeur moyenne de 4UT est considérée dans les calculs. Les résultats des calculs du temps de transit ainsi que du taux de recharge sont consignés dans les Tableaux 41 et 42. Les résultats de cette méthode donnent, des proportions de recharges dans les formations dunaires (où les puits pompés produisent des mélanges d'eau de différents âges conforme au modèle exponentiel) variant entre 12-47% en 2005 et entre 7-30% des précipitations annuelles en 2013. (Tableau 42). Cette légère augmentation des proportions de recharge en saison sèche pourrait être liée aux recharges induites par les activités de maraichage pratiquées un peu partout durant cette période dans les dunes (ex Ricott, Gantour, Lampsar puits, etc.).

À l'inverse, dans la plaine alluviale, l'application du modèle donne des calculs de taux de recharge variant successivement entre 0-18% et 3-18% des précipitations annuelles en 2005 et 2013 (voir Tableau 41). Les taux de recharge les plus élevés sont également observés dans les amas dunaires de la plaine (Mbakhana puits, El Khouss, etc.) au sud-ouest et dans la partie alluviale (au nord-est) où la nappe présente un caractère semi-libre (Keur Mbaye, Ndombo, Thiago etc.). Et que ces proportions de recharge estimées semblent se rapprocher à celles déterminées dans les dunes par les méthodes du bilan de Debuisson et Camus et des isotopes stables et dans la plaine alluviale par les méthodes du bilan et des fluctuations piézométriques.

Tableau 41: Estimation de la recharge à partir du temps de transit des eaux de la nappe alluviale

	Temps de transit moyen (an)	E=Profondeur de la nappe (m)	E*ne	R=(E*ne)/T mm/an 2005=271 mm	Proportion relative (%)/précipitations annuelles	E*ne	R=(E*ne)/T mm/an 2013=366mm	Proportion relative (%)/précipitations annuelles
Savoigne puits	2,4	3,13	0,313	13,10	4,8	nd		
Dagana puits	2,4	5,25	0,525	21,43	7,9	28,67	19,11	5,2
Ndiarém puits	2,4	3,5	0,35	14,64	5,4	34,05	22,70	6,2
Mbilor puits	3,4	4,95	0,495	14,35	5,3	43,10	28,73	7,8
Keur Mbaye	1,9	9,09	0,909	48,10	17,7	97,72	65,14	17,8
Ndombo	1,4	5,32	0,532	38,00	14,0	91,70	61,13	16,7
Ntiago	1,4	5,55	0,555	39,64	14,6	41,06	27,37	7,5
Téméye Salam	4	6,7	0,67	16,75	6,2	52,67	35,11	9,6
Gueumbeul	5,7	2	0,4	6,93	2,5	20,53	13,69	3,7
Foss	18,8	4,39	0,439	2,33	0,8	16,68	11,12	3,0

	Année 2005					Année 2013		
	t=temps de transit (an)	E= Profondeur (m)	R=(E*ne)/t mm/an ne =0,20	Recharge/ /précipitations annuelles (%)		t=temps de transit (an)	R=(E*ne)/t (mm/an)	Recharge/ /précipitations annuelles (%)
Gantour	18,82	9,43	100	37	Gantour	18,82	23,5	6
Ricott	6,4	3,95	123	46	Ricott	6,4	109,1	30
					Keur demba		37,3	
Keur demba diam	31,25	11,76	75	28	diam	31,25		10
Takhembeut	7,72	4,94	128	47	Takhembeut	7,72	29,9	8
Nialakhar	14,32	5,48	77	28	Nialakhar	14,32	35,0	10
Nguenth	9,92	2,8	56	21	Nguenth	9,92	25,1	7
Tiadem	9,92	1,68	34	12	Tiadem	9,92	61,7	17
					Lampsar		46,5	
Lampsar puits	26,75	13,35	100	37	puits	26,75		13
Obogg	nd	nd	nd	nd	Obogg	53,71	92,8	25
Diamar	nd	nd	nd	nd	Diamar	16,42	58,4	16

Tableau 42: *Estimation de la recharge à partir du temps de transit des eaux de la nappe des dunes*

b) Modéle de puits réservoir mélangé

Dans le cadre de cette étude, en utilisant toujours les concentrations en tritium dans l'eau des nappes, nous avons également proposé d'autres tentatives de calculs de la recharge, qui sont basées sur des modèles mathématiques dont le type dépend des caractéristiques hydrogéologiques de l'aquifère. Ce modèle d'estimation du taux de renouvellement a été introduit par Maloszewski and Zuber, 1982, et repris par Le Gal La Salle et al., 2001. Cette méthode a été utilisée dans les principales études de recharge des nappes en Afrique et partout dans le monde. Ces auteurs ont proposé la formulation suivante pour estimer les taux de recharge :

$$^{3}H_{g(i)} = (1 - R_n)\,^{3}H_{g(i-1)}\,e^{-\lambda} + R_n\,^{3}H_{p(i)} \quad \text{(Eq.VI.9)}$$

λ : Constante de décroissance (1,21 10^{-4}), ^{3}Hg(i) la Concentration du tritium de la nappe à l'année i ; ^{3}Hp(i) la Concentration du tritium de la précipitation à l'année i ; Rn le taux de renouvellement qui est défini comme étant le pourcentage de l'aquifère qui a été renouvelé chaque année par la recharge. Après les essais nucléaires dans l'atmosphère, la formulation admet que la concentration de ^{3}H dans les précipitations reste constante, dans de telles conditions les taux de renouvellement sont constants et produiront des concentrations de ^{3}H à l'état stationnaire dans les eaux souterraines. La formulation est donnée par : $$^{3}H_{g} = \frac{^{3}H_{p}}{\frac{\lambda}{R_n} + 1}$$ (Eq.VI.9)

Ainsi, les concentrations de ^{3}H dans les eaux souterraines augmentent avec l'augmentation des taux de renouvellement. Les valeurs de ^{3}Hg calculées sont raisonnables pour être estimées à l'état stationnaire et chaque concentration de ^{3}H produit une valeur unique de taux de renouvellement

(R_n). Le taux de recharge (R) est lié au taux de renouvellement (R_n) par l'épaisseur de l'aquifère (b) et la porosité (n) : $\mathbf{R = R_n * b * n}$ (Eq.VI.10)

Les résultats de ce modèle révèlent pratiquement les mêmes constats que le modèle de calcul à partir du temps de transit, avec des proportions de recharge toujours plus élevées dans les amas dunaires et dans la partie alluviale semi-libre localisée dans les sous-bassins du lac de Guiers et de Dagana au nord-est en amont de la zone (Tableau 43). Dans la plaine alluviale, les proportions de recharge varient entre 1-37% des précipitations annuelles. Cette grande diversité des taux de renouvellement pourrait être liée à la nature hétérogène des sédiments aquifères qui font que les spectres de transit sont assez différents pour que les variations des concentrations en tritium soient détectées ou à la stratification verticale avec des tranches d'eau de compositions chimiques et isotopiques différentes. Le degré de stratification des eaux dépend des taux de mélange et ainsi, seulement l'épaisseur effective de l'aquifère (ie la portion superficielle de l'aquifère ayant reçue une recharge mélangée avec les eaux), peut recevoir du ^3H à partir des événements de recharge individuelle ou généralisée. Dans les formations dunaires où les systèmes d'écoulement peuvent être locaux ou intermédiaires, les proportions de recharges (R) estimées, varient entre 10-47% et 5-35% des précipitations annuelles respectivement en 2005 (en saison sèche) et 2013 (juste après en saison pluvieuse). Ainsi, les résultats de ce modèle donnent des proportions de recharge qui rentrent dans les gammes retrouvées par toutes les autres méthodes (Tableau 44).

Tableau 43: Estimation de la recharge à partir du tritium (modèle de puits réservoir mélangé) dans la plaine alluviale

Nom	^3H	Hp/Hg-1	Profondeur	Rn	R=Rn*b*ne mm/an	R (%)
Plaine alluviale (2005)						
Savoigne Puits	3,50	0,14	3,13	0,02	18,44	6,80
Dagana puits	3,90	0,03	5,25	0,01	54,49	20,11
Ndiarém puits	3,50	0,14	3,50	0,02	20,62	7,61
Mbilor puits	3,30	0,21	4,95	0,01	19,64	7,25
Keur Mbaye	3,60	0,11	9,09	0,01	68,84	25,40
Ndombo	3,70	0,08	5,32	0,01	55,21	20,37
Ntiago	3,70	0,08	5,55	0,01	57,60	21,25
Téméye Salam	3,20	0,25	6,70	0,01	22,55	8,32
Gueumbeul	2,90	0,38	2,00	0,03	4,44	1,64
Plaine alluviale (2013)						R(%)
Dagana	1,60	1,500	4,71	0,037	26,40	7,21
Ndiareme Puits	2,60	0,540	2,63	0,104	41,10	11,23
Mbilor	2,20	0,820	4,62	0,069	47,50	12,98
Keur Mbaye	2,40	0,670	8,95	0,084	113,00	30,87
Ndomb	3,00	0,330	4,73	0,168	119,40	32,62
Thiago	1,90	1,110	5,48	0,051	41,70	11,39
Foss	0,90	3,440	4,46	0,016	10,90	2,98
Mbakhana Puits	2,70	0,480	6,02	0,117	135,30	36,97
Al khouss	2,40	0,670	6,43	0,084	81,20	22,19
Gueumbeul	1,80	1,220	2,94	0,046	20,20	5,52

Tableau 44: Estimation de la recharge à partir du tritium (modèle de puits réservoir mélangé) dans les formations dunaires

	Dunes 2005					
Nom	^3H	Hp/Hg-1	Rn	Profondeur	R (mm/an)	R(%)
Gantour	1,4000	1,8571	0,0059	9,4	71,2	**26,27**
Ricott	2,8000	0,4286	0,0142	4,0	129,3	**47,71**
Keur Demba Diam	0,7000	4,7143	0,0048	11,8	35	**12,92**
Takhembeut	2,6000	0,5385	0,0114	4,9	28,7	**10,59**
Nialakhar	1,8000	1,2222	0,0102	5,5	62,9	**23,21**
Nguenth	2,3000	0,7391	0,0200	2,8	53,1	**19,59**
Tiadem	2,3000	0,7391	0,0334	1,7	31,9	**11,77**
Lampsar puits	0,9000	3,4444	0,0042	13,4	54,4	**20,07**
Dunes 2013					R (mm/an)	R(%)
Gantour	0,900	3,440	0,016	9,2	41,22	**11,26**
Ricott	1,000	3,000	0,019	3,9	20,75	**5,67**
Obogg	0,200	19,000	0,003	16,64	13,98	**3,82**
KDD	1,700	1,350	0,041	11,16	128,12	**35,00**
JDieri	0,500	7,000	0,008	14,51	32,50	**8,88**
Diamar	1,600	1,500	0,037	10,16	105,26	**28,76**
Takhembeut	1,300	2,080	0,027	5,01	37,88	**10,35**
Ndialakhar	0,700	4,710	0,012	6,22	20,90	**5,71**
Nguenth	1,400	1,860	0,030	4,39	19,90	**5,44**
Tiadem	1,600	1,500	0,037	2,75	15,40	**4,21**
Lampsar puits	0,700	4,710	0,012	12,86	43,21	**11,81**

c) Modéle de Leduc et al., 1996

Leduc et al., 1996 ont proposé un modèle simple qui semble adapté au mode de recharge des grands aquifères sahéliens. Ce modèle prend en compte la décroissance radioactive du tritium et représente l'évolution annuelle de la composition isotopique en fonction des volumes et activités antérieures de l'aquifère et de la pluie infiltrée, jusqu'à la date de prélèvement. En considérant la décroissance radioactive du tritium des eaux des nappes entre les années 2005-2013 ; ce modèle permet de calculer le taux annuel de renouvellement sur chaque volume élémentaire supposé homogène, de quelques kilomètres carrés de surface et de profondeur égale à l'épaisseur mouillée de l'aquifère. La teneur moyenne en tritium dans la nappe au cours de l'année i est calculée par :

$$An_i = (1 - Tr_i)\, An_{i-1}\, e^{-\ln 2/T} + Tr_i\, Ap_{i'} \quad \text{(Eq.VI.11)}$$

avec $An_{i=}$ la teneur en tritium de la nappe en 2013 ; $Tr_{i\,=}$ taux de renouvellement de la nappe, An_{i-1} la teneur en tritium de la nappe l'année $_{i-1}$ qui correspond à la teneur en tritium de la nappe de 2005, T la période du tritium (12,3 ans), Api la teneur en tritium de la pluie de l'année i. Dans les calculs, on a considéré que Rn =Tri, $A = {}^3H_1 - {}^3H_{i-1} * e^{\lambda}$ et $B = {}^3H_p - {}^3H_{i-1} * e^{-\lambda}$.

Les résultats de cette approche donnent des proportions de recharges apparemment plus faibles variant respectivement entre 4-16%, dans la plaine alluviale et 2-18% dans les formations dunaires. Elles rentrent dans les gammes définies par les méthodes du bilan hydrologique et par

le modèle du puits de mélange ou "Well mixed model" dans la plaine alluviale (Tableau 45). Il faut retenir que les études quantitatives à partir des valeurs de tritium sont complexes à accomplir, car il est difficile de déterminer le bilan de masse du tritium et que la courte durée de vie du ^{3}H ne permet de dater que les eaux qui ont des âges environ 50 ans. De plus, ce sont des méthodes qui deviennent de plus en plus difficiles à utiliser du fait de la cessation des essais thermonucléaires, de la diminution des teneurs en tritium dans les eaux de pluie et dans la phase de vapeur durant l'évapotranspiration où le tritium n'est pas conservatif.

Tableau 45: Estimation de la recharge à partir du tritium dans la plaine alluviale et dans les dunes (modèle de Leduc et al., 1996)

Nom	^{3}H (2005)	^{3}H (2013)	A	B	Rn	R=Rn*b	R(%)
Plaine alluviale							
Dagana puits	3,9	1,60	1,51	2,38	5,51	25,96	**7,09**
Ndiarém puits	3,5	2,60	2,45	1,04	6,45	16,98	**4,64**
Mbilor puits	3,3	2,20	2,08	1,22	6,08	28,09	**7,67**
Keur Mbaye	3,6	2,40	2,26	1,33	6,26	56,11	**15,33**
Ndombo	3,7	3,00	2,83	0,86	6,83	32,34	**8,83**
Ntiago	3,7	1,90	1,79	1,90	5,79	31,76	**8,68**
Gueumbeul	2,9	2,40	2,27	0,63	6,27	25,96	**5,04**
Formations dunaires							
Gantour	1,4	0,90	0,85	0,55	4,85	44,63	**12,19**
Ricott	2,8	1,00	0,94	1,85	4,94	19,29	**5,27**
Keur demba diam	0,7	1,70	1,61	-0,91	5,61	62,58	**17,10**
Takhembeut	2,6	1,30	1,23	1,37	5,23	26,20	**7,16**
Nialakhar	1,8	0,70	0,66	1,14	4,66	29,00	**7,92**
Nguenth	2,3	1,40	1,32	0,97	5,32	14,91	**4,07**
Tiadem	2,3	1,60	1,51	0,78	5,51	9,26	**2,53**
Lampsar puits	0,9	0,70	0,661813	0,24	4,66	59,95	**16,38**

Conclusion partielle

Les taux d'infiltrations calculés à partir des fluctuations piézométriques constituent en général de bonnes estimations qui semblent s'accorder aux estimations potentielles de la recharge déterminées à partir du bilan hydrologique. Mais des recherches sont encore nécessaires pour maîtriser les problèmes liés à la dispersion, au mécanisme d'infiltration lui-même en relation avec le modèle de mélange et l'existence de chenaux d'infiltration rapide dans les aquifères. L'usage des techniques de traçage isotopiques dans l'estimation des taux de recharges a donné aussi des résultats assez intéressants en particulier dans la partie dunaire où les caractéristiques climatiques sont à peu près semblables de celles où les applications ont été validées (en zone aride ou semi-aride). Il reste, cependant, une méthode d'estimation assez prometteuse et fiable lorsque dans les nappes, les sources de recharges sont clairement définies et que les données

représentatives dans les calculs sont bien connues (ex : concentrations initiales de chaque end-member, porosité efficace mesurée sur la matrice de l'aquifère, etc). L'usage de tritium dans les aquifères dunaire et alluvial, à travers de nombreuses approches indique que ces nappes contiennent une certaine proportion d'eau récente sans toutefois être la garantie d'une recharge nette, comme le montre, Fontes 1980 sur la nappe superficielle du grand erg du Sahara. Les proportions de recharges semblent s'accorder aux résultats des méthodes d'estimation du bilan et des fluctuations piézométriques. Les différences observées dans les proportions de recharge dans les différents réservoirs aquifères pourraient se justifier : soit par des limites d'application des modèles utilisés dans ces cas ou soit par une diversité des sources de recharge qui dépendent exclusivement de l'état du sol et du sous-sol, du climat, des apports extérieurs provenant du fleuve, des activités humaines, etc. Dans le paragraphe suivant, nous avons essayé d'étudier l'implication de ces différents facteurs dans les processus de renouvellement des eaux dans les nappes alluviale et dunaire.

VI.3.2 Estimation qualitative de la recharge par approche cartographique (Télédétection et SIG)

Introduction

L'objectif de ce paragraphe est l'évaluation qualitative des potentialités de renouvèlement dans les différents aquifères superficiels du delta du fleuve Sénégal. Cette étude se base sur l'application combinée des outils de télédétection et des SIG pour mettre en évidence les zones favorables à la recharge des nappes en régions aride et semi aride. Les problèmes de disponibilité et de mobilisation des ressources en eaux souterraines restent un défi majeur surtout dans les zones où les nappes demeurent très peu productives et souvent très salines. Ainsi, la disponibilité et l'accès aux ressources en eau souterraine potable dans le secteur deltaïque constituent une grande préoccupation pour l'approvisionnement correct en eau de la population. Actuellement, de nombreux travaux ont montré la pertinence de l'application combinée des outils de télédétection et des SIG comme outil de cartographie en sciences de la terre (géologie, mine, géomorphologie, hydrogéologie, génie civil, géographie, etc.) et de gestion des ressources naturelles et leur suivi. Cette approche intégrée est un outil fiable pour la production de données précieuses sur la nature des sols, la géomorphologie, le réseau de drainage, les pentes, l'occupation des sols (Fig.101), etc. Ainsi, l'intégration systématique de ces données, suivi d'investigations hydrogéologiques donne des indications très efficaces et précises sur l'évaluation de zones potentielles de recharge dans les aquifères. Cependant, aujourd'hui, malgré les recherches approfondies et les progrès technologiques, l'étude des eaux souterraines par ces méthodes reste plus qu'aléatoire, car il n'y a pas de méthode directe qui facilite l'observation de

l'eau sous la surface du sol. Sa présence ou son absence ne peut être affirmée que par déduction indirecte basée sur l'étude des états de surface et du sous-sol (Mall, 2017).

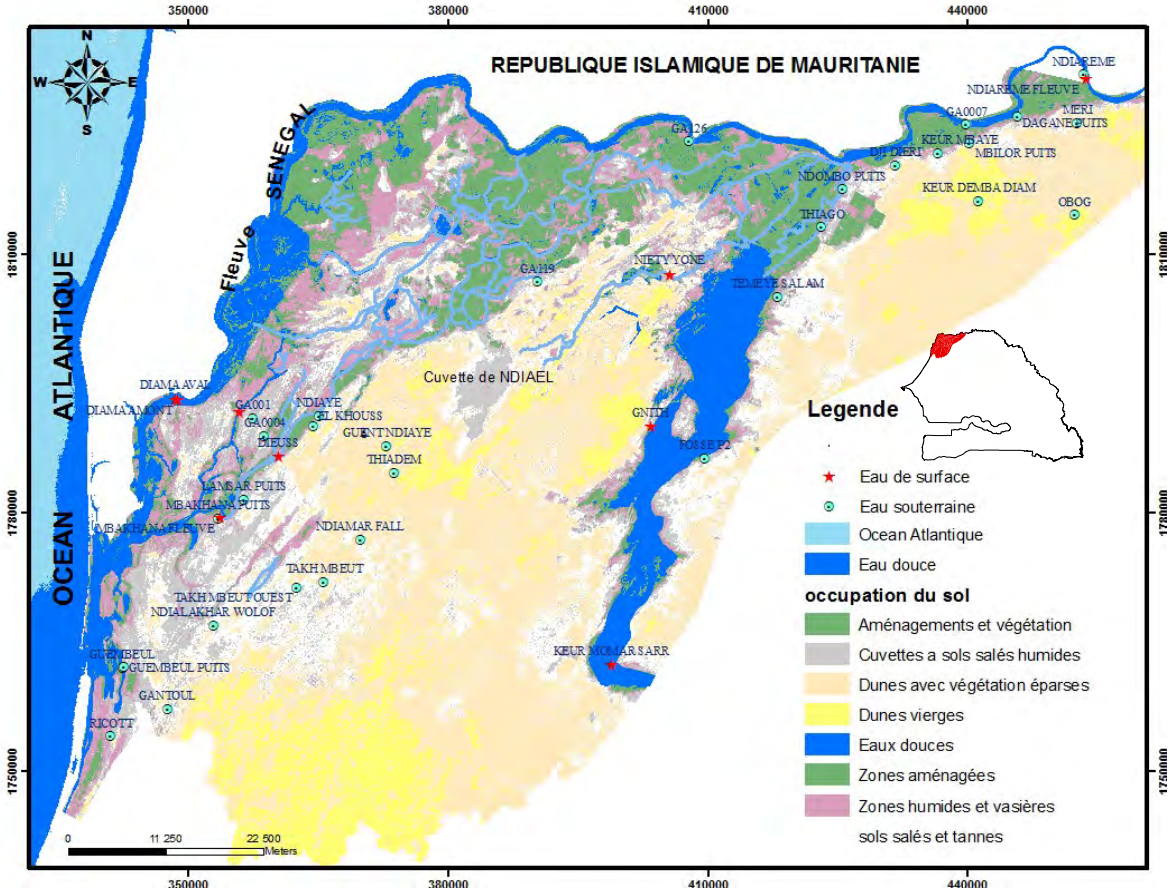


Figure 101: *Carte d'occupation des sols de la zone (tirée à partir des images LANDSAT, 2013)*

VI.3.2.1 Les données du modèle

Il faut rappeler que la combinaison des informations générales sur le climat, la géomorphologie incluant la topographie, la végétation, le type de sol, le réseau d'irrigation, la perméabilité, le cadre physiographique, la géologie de subsurface et l'hydrologie (profondeur de la nappe, gain et perte du cours d'eau), sont souvent utilisées pour développer un modèle conceptuel sur la recharge ou pour déterminer les véritables sources de recharge dans un site. Dans le cadre cette étude, seulement les facteurs les plus prépondérants dans le contrôle de la recharge directe souvent considéré dans certaines études (Rhuston, 1988 ; Sukhija et al., 1996), ont été utilisés. Il s'agit de la topographie de surface (pente), des précipitations (magnitude et intensité), des types de sols et des paramètres hydrogéologiques de l'aquifère comme la profondeur des nappes. Dans ce cas, nous avons décidé de ne pas considérer les précipitations dans les données du modèle puisqu'elles gardent une certaine uniformité ou homogénéité dans la zone. Mais en lieu et place, on a considéré plutôt les distances des points par rapport aux axes hydrauliques et par rapport aux aménagements hydro-agricoles.

VI.3.2.1.1 Nature des sols

La nature des sols peut constituer un facteur important dans la mise en place des réserves d'eau souterraine. L'environnement détermine en grande partie le type et le profil d'altération des sols qui s'y développe (Fig.102). Ainsi, il se développe dans la plaine alluviale des sols halomorphes qui sont caractérisés par leur compactage et leur teneur élevée en argiles comparés avec les autres types de sols. Donc ces sols halomorphes pourraient présenter un mauvais potentiel d'infiltrabilité donc une mauvaise capacité à mettre en place un stock d'eau souterraine. Les roches hydromorphes qui présentent cependant un pourcentage d'argile moins élevé peuvent avoir un faible potentiel d'infiltrabilité. Par contre, les potentiels les plus intéressants sont observés au niveau des formations dunaires et dans les sols peu évolués. Ces sols de nature sableuse peuvent présenter de bons potentiels d'infiltrabilité en eaux souterraines. Les vasières de nature silto-argilo-sableuse peuvent présenter des potentiels plutôt modérés.

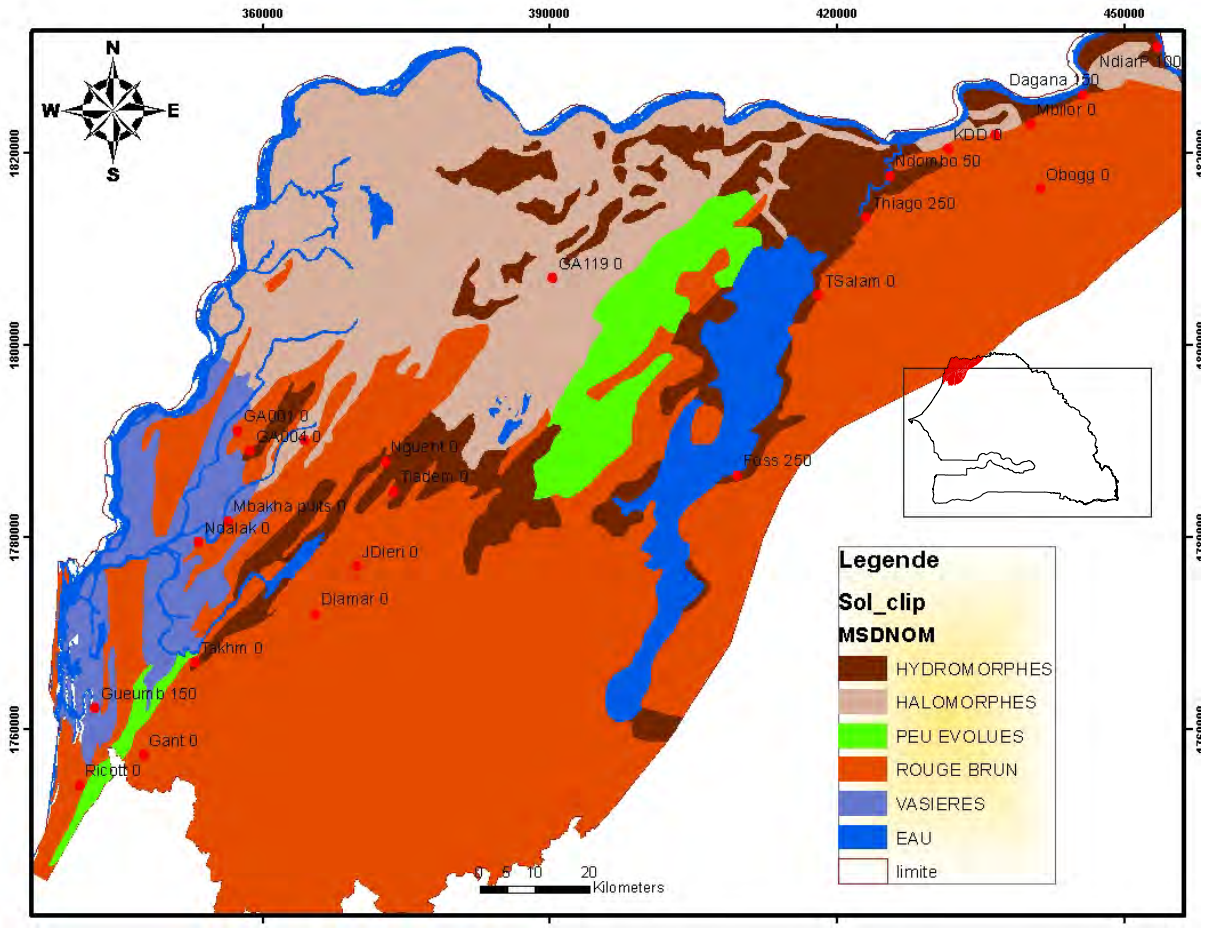


Figure 102: Carte de distribution des sols dans le delta du fleuve Sénégal (Classification MSD, source INP)

VI.3.2.1.2 La Pente

Le renouvellement des eaux souterraines est généralement inversement proportionnel à la pente. La plaine alluviale qui occupe la plus grande majorité du delta est relativement plate avec un relief

souvent marqué par de petites ondulations avec des altitudes faibles et des pentes comprises entre 0-10%. Ce type de configuration rend cette partie plus propice à l'infiltration qu'au ruissellement donc, plus favorable, au renouvellement des eaux souterraines si l'on tient compte de ces faibles valeurs de pentes (0-10%), observées également dans les interdunes. On peut observer l'effet inverse notamment dans les dunes qui présentent des altitudes beaucoup plus importantes. Les pentes sont particulièrement très variables dans cette partie où elles peuvent être comprises entre 20 et 40% et atteindre parfois 90% (Fig.103). Ces ordres de grandeur sont également observés dans la zone de transition entre les dunes et la plaine alluviale ou l'on retrouve quelques reliques de dunes (amas dunaires) à altitude modérée, sur lesquelles se développent le plus souvent des pentes relativement plus faibles avec des valeurs, pour la plupart du temps, qui sont comprises entre 10-20%.

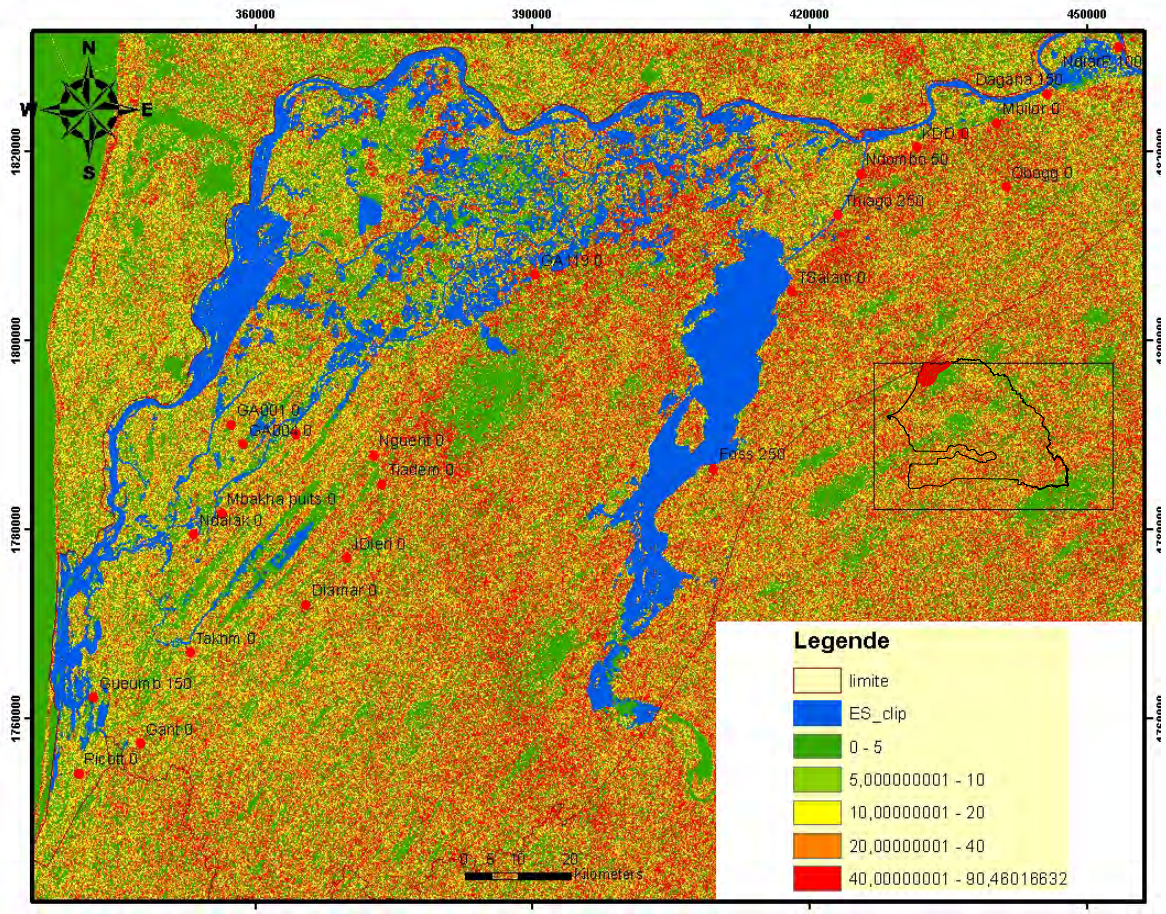


Figure 103: Carte des pentes dans le delta du fleuve Sénégal (extraite à partir des images ASTER)

VI.3.2.1.3 Profondeur des ouvrages

Le renouvellement des eaux souterraines est aussi inversement proportionnel à la profondeur des nappes qui est dans l'ensemble assez faible (<6m) dans la plaine alluviale. Cependant, elle est relativement élevée dans les formations dunaires de l'Ogolien où elles peuvent atteindre jusqu'à

plus de 20 m (Fig.104). C'est un paramètre qui semble prépondérant dans la mise en place des réserves en eau souterraine du fait de la forte reprise par évaporation des eaux qui s'infiltrent ou qui percolent vers la nappe.

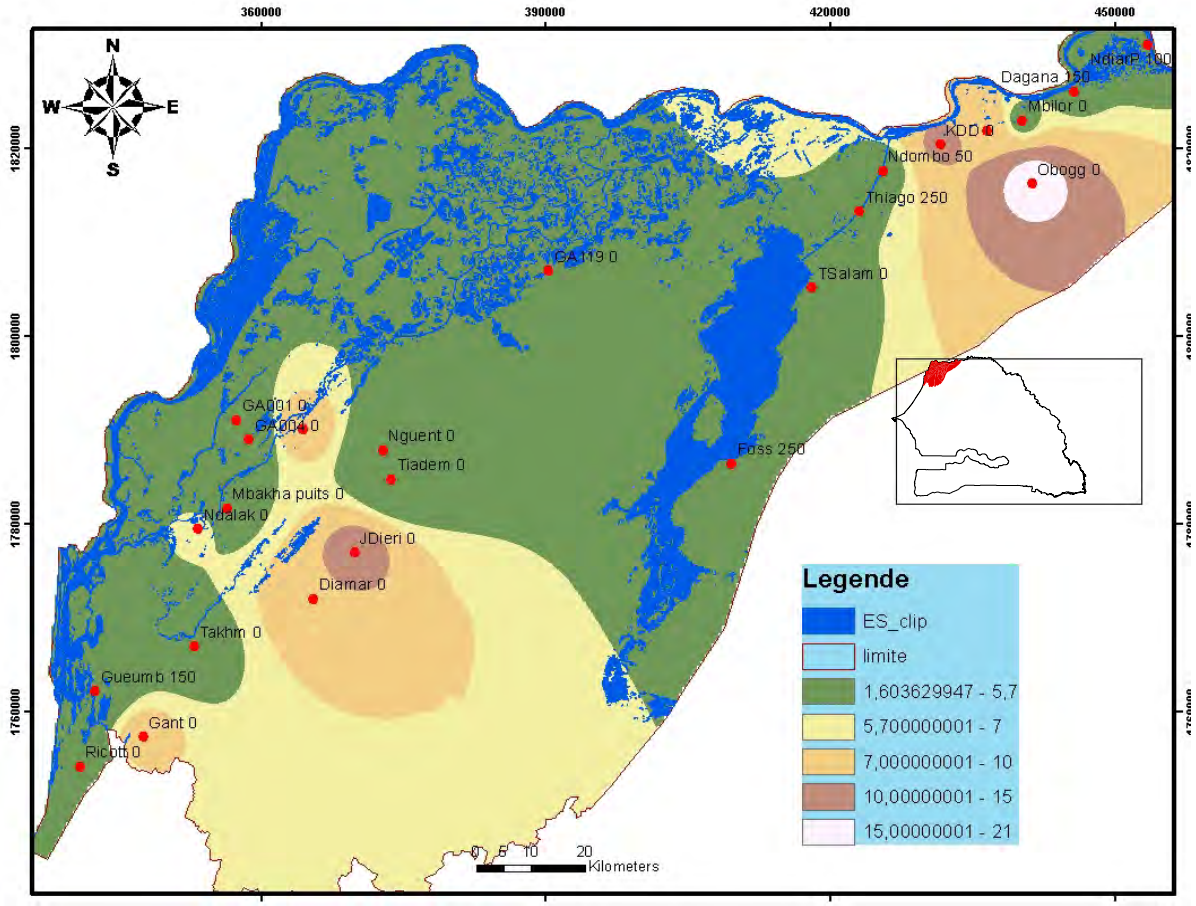


Figure 104: Carte des profondeurs des nappes superficielles dans le delta du fleuve Sénégal

VI.3.2.1.4 Réseau de drainage

Le réseau hydrographique qui constitue un facteur également essentiel dans la mise en place de réserve d'eau souterraine, est étroitement lié aux facteurs physiographiques et géographiques du milieu. Les distances par rapport aux cours d'eau sont inversement proportionnelles à la réalimentation. Dans la zone d'étude, les conditions topographiques plates et la présence d'un réseau assez dense dans la plaine alluviale contribuent à la mise en place de zones favorables à la recharge surtout dans les secteurs adjacents ou qui bordent le cours de ces axes hydrauliques (Fig.105). Ces zones qui se trouvent dans le lit majeur de ces axes peuvent constituer d'importantes réserves d'eau souterraine à extensions latérales souvent limitées du fait de la nature imperméable des sédiments de surface sur leurs bordures.

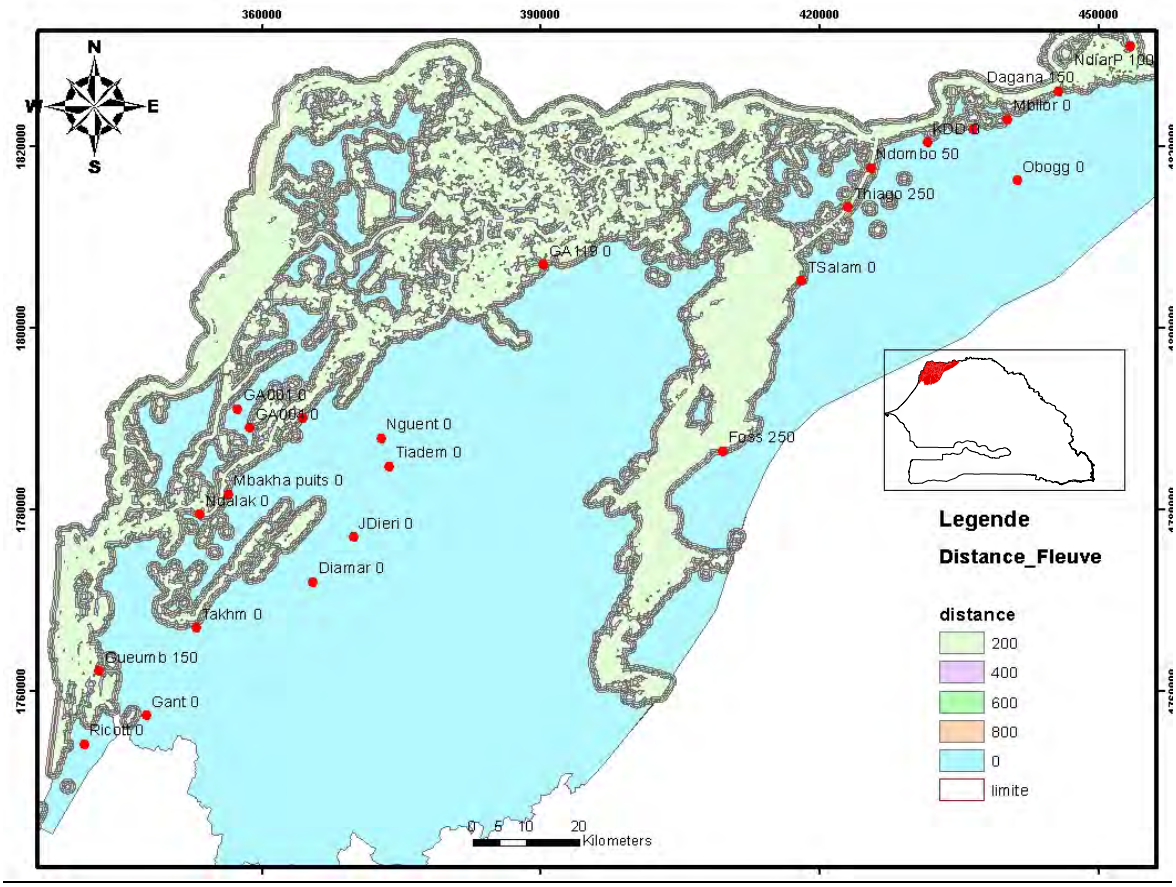


Figure 105: Carte de distances des ouvrages par rapport au fleuve dans le delta du fleuve Sénégal

VI.3.2.1.5. Potentiel d'irrigation

C'est un paramètre non moins important dans la mise en place également des réserves en eau souterraine dans le delta. Il est cependant étroitement lié aux types de sols, au mode et à la fréquence de l'irrigation et aux caractéristiques de l'aquifère. De plus, dans la plaine alluviale, les conditions topographiques plates et le faible pendage des terrains qui favorisent plutôt l'infiltration que le ruissellement, contribuent à une mise en place de zones favorables à la recharge surtout lorsque le secteur est très proche des zones aménagées (Fig.106).

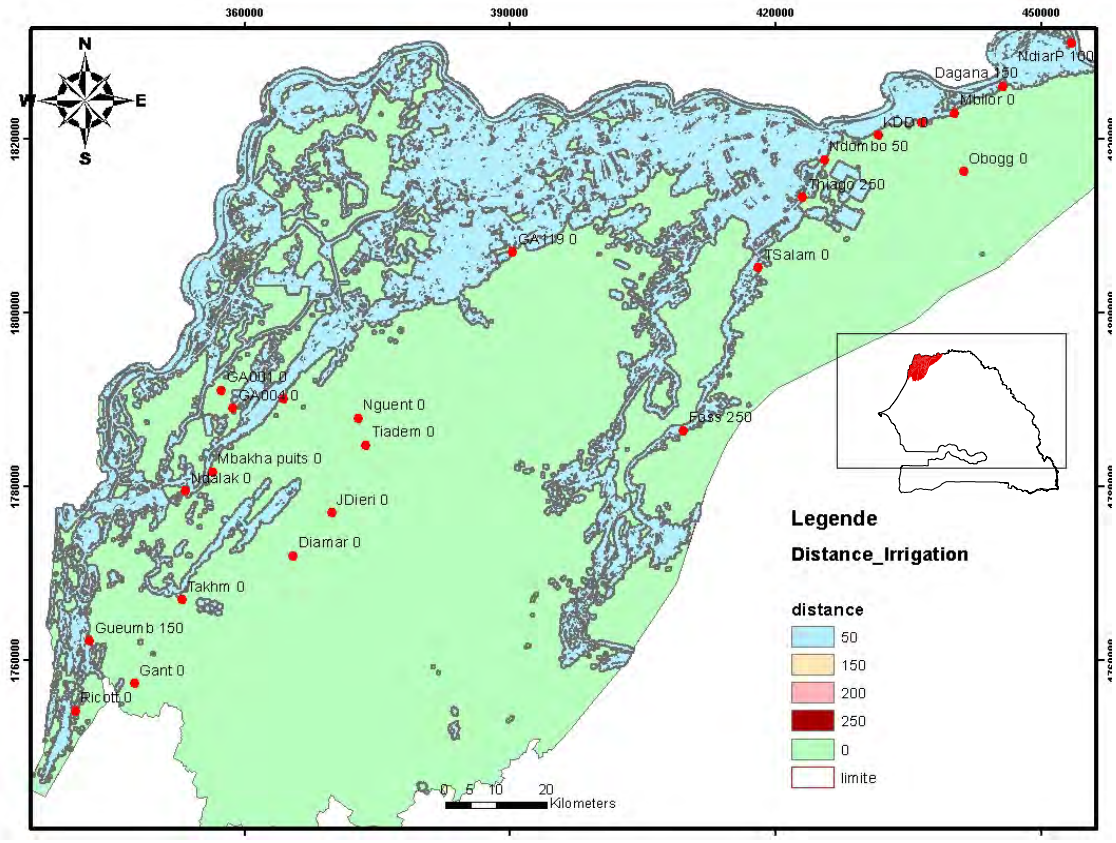


Figure 106 : Carte de distances des ouvrages par rapport aux aménagements Hydroagricoles dans le delta du fleuve Sénégal

VI.3.2.2. Méthodes et Outils

Les images Alos, (mars 2017) et les images ASTER ont été respectivement traitées à l'aide d'ARC GIS 9.3. Le traitement des images ASTER a été réalisé sur ARC GIS 9.3 par le module hydrologie de l'outil « Spatial Analyst » qui a permis de générer le réseau de drainage, les espaces irrigués et les pentes. Les données de sortie ont été combinées dans le modèle avec d'autres paramètres qui influencent également la mise en place de réserves d'eau souterraine ; il s'agit des types de sol et des paramètres hydrogéologiques de l'aquifère, comme la profondeur (Rhuston, 1988 ; Sukhija et al., 1996). Tous les rasters d'entrée ont été générés, reclassés, pondérés et superposés en utilisant le module « Weighted overlay » (Superposition pondérée). Les outils de reclassement fournissent un moyen efficace pour le calcul de la conversion. À chaque valeur de classe dans un raster d'entrée est assignée une nouvelle valeur basée sur une échelle d'évaluation allant de 1 à 9. Ces nouvelles valeurs ont été calculées à partir des valeurs du raster d'entrée d'origine. Chaque raster d'entrée est pondéré en fonction de son importance ou de son pourcentage d'influence à la mise en place de réserve d'eau souterraine. Ainsi, le poids constitue un pourcentage relatif, et la somme des pourcentages d'influence des poids doit être égale à 100. La modification des échelles d'évaluation ou des pourcentages d'influences peut changer les résultats de l'analyse de la superposition pondérée (Silverman, 1986). Aussi, pour déterminer les poids et les pourcentages

d'influences de chaque paramètre nous avons procédé au préalable à une analyse statistique à l'aide du logiciel R 3.2.1. Cette analyse prend en compte tous les paramètres telsque : la pente, les types de sol, la profondeur des nappes, les distances par rapport aux axes hydrauliques et aux aménagements hydroagricoles ainsi que le taux de recharge calculé à partir des fluctuations piézométriques (Tableau 46).

Tableau 46: Statistiques des paramètres d'entrée dans le modèle

Nom	Recharge/variation piézométrique	Profondeur de la nappe	Distance/ zone irriguée	Distance/ cours d'eau	Type de sols	Pente
Dagana	45	4,19	150	800	HY	10
Ndiareme Puits	82,5	3,08	100	100	HY	20
Mbilor	19,5	4,35	158	951	RB	53,85
Keur Mbaye	64,5	8,83	372	1300	VE	12
Ndombo	118,5	4,04	50	100	HY	40,72
Thiago	24	5,28	250	100	HY	30,53
Temeye Salam	48	3,38	170	400	HY	92,35
Foss village	52	4,31	250	400	HY	14,56
Nguent	7,5	2,6	5556	5960	HY	0
Tiadem	12	1,6	10000	11375	HY	13,93
Gueumbeul	57	2,38	150	100	VA	12,16
GA119	54	3,24	947	400	VE	47,20
GA001	60	3,68	1230	1780	RB	13,34
GA004	87	3,2	264	800	HY	2
Gantour	62,5	8,95	1518	1585	RB	48,60
Ricott	37,5	2,7	423	2066	RB	10,29
Obogg	26,8	20,92	6792	8996	RB	0
Keur Demba Diam	70	11,15	739	989	RB	97,49
JDieri	19,4	13,43	5255	5360	RB	17,26
Diamar	29,3	9,5	5240	5490	RB	0
Takhmbeut	47,5	4	604	1084	HY	0
Ndalakhar	60	6,07	271	400	RB	35,35
Mbakhana puits	90	4,3	647	800	VA	15,81
Al khouss 2	37,5	10,22	357	600	VE	17,26

Ainsi, la recharge est choisie comme une variable dépendante et les autres paramètres (pentes, types de sols, proximité aux cours d'eau, proximité aux aménagements et profondeur des nappes) comme des variables explicatives. Les résultats de ce test statistique montrent que les variables quantitatives présentent des seuils de probabilité peu significatifs (>0,05) avec des valeurs tests très variables (Tableau 47). Ces valeurs tests définissent en quelque sorte l'importance de chaque paramètre dans la mise en place des réserves en eau souterraine. Par ordre d'importance, les paramètres qui influencent le plus la recharge sont la profondeur de la nappe, la distance par rapport aux cours d'eau, la pente, et la distance par rapport aux aménagements hydroagricoles avec respectivement des valeurs tests de -0.934, -0.338, 0.308,-0.203. C'est donc à partir de ces valeurs «test» qu'un pourcentage d'influence ou un poids est attribué à chaque paramètre.

Tableau 47: Résultats du modèle de régression linéaire

	Estimé	Erreur Standard.	Valeur test	Pr(>|t|)
(Interception)	6.961e+01	1.687e+01	4.126	0,000897
Profondeur_nappe	-8.757e+02	9.371e+02	-0.934	0,364879
Distance/fleuve	-3.642e-03	1.078e-02	-0.338	0,740118
Pentes	7.023e-02	2.280e-01	0.308	0,762261
Distance/irrigation	-2.349e-03	1.156e-02	-0.203	0,84166
Sol_RB	-6.807e+00	1.492e+01	-0.456	0,654647
Sol_VA	1.608e+01	2.033e+01	0.791	0,441334
Sol_HY	-1.049e+01	1.811e+01	-0.579	0,571164

*Sol_RB= sol brun rouge, *Sol_VA= Vasières ;* Sol_Hy : sol hydromorphes

Par exemple, si l'on prend le cas de la profondeur des nappes qui est considérée comme le paramètre le plus important dans la mise en place de réserve, un poids de 9 est attribué à la classe très bonne potentialité et son pourcentage d'influence est égal à 34% ce qui fait que, cette classe très bonne potentialité aura un poids relatif de 9*0,34 qui est égal à 3,06. La même opération est répétée pour toutes les classes de chaque paramètre en multipliant son poids par son pourcentage d'influence. Le Tableau 48 résume les facteurs et leur pondération.

L'ensemble de ces paramètres sont ensuite évalués en 5 classes potentielles à savoir : de très bons potentiels, bons, modérés, faibles à très faibles et pondérés de 1 à 9, puis intégrés dans le SIG. Chaque carte raster est reclassée en cinq classes de potentialité. L'analyse de superposition pondérée a été réalisée grâce au module « Spatial Analyst » d'ARC GIS 9.3 en particulier le module « Weighted overlay » (superposition pondérée) qui a permis de standardiser, de comparer puis de combiner les paramètres choisis dans le modèle. Ainsi, toutes les cartes thématiques sont reclassifiées (nature des sols, profondeur des nappes, pente, proximité à un axe hydraulique et proximité à un aménagement hydroagricole), avant d'être intégrées dans le SIG pour générer une carte unique des potentialités de recharge des aquifères superficiels du delta du fleuve Sénégal.

Tableau 48 : Classification des facteurs impliqués dans la mise en place de réserve d'eau souterraine et leur pourcentage d'influence (calculé par analyse statistique).

Classes Paramètres pondérés	Très bon 9	Bon 7	Moderée 5	Faible 3	Très Faible 1
Profondeur 34%	3,06 1-5,7	2,38 5,7-7	1,7 7-10	1,02 10-15	0,34 15-21
Nature des sols 30%	2,7 sable	2,1 Sable-limoneux	1,5 Limon	0,90 Argile-silt	0,30 Argile
Distance /axe hydraulique 16%	1,44 0-200	1,12 200-400	0,80 400-600	0,48 600-800	0,16 800-10000
Pente 11%	0,99 0-5	0,77 5-10	0,55 10-20	0,33 20-40	0,11 40-90
Distance /périmétres irrigués 9 %	0,81 0-50	0,63 50-100	0,45 100-150	0,27 150-200	0,09 200-250

L'organigramme suivant indique sommairement les phases d'intégration des données dans le modèle et influençant la mise en place et le stockage des eaux souterraines dans le delta du fleuve (Fig.107).

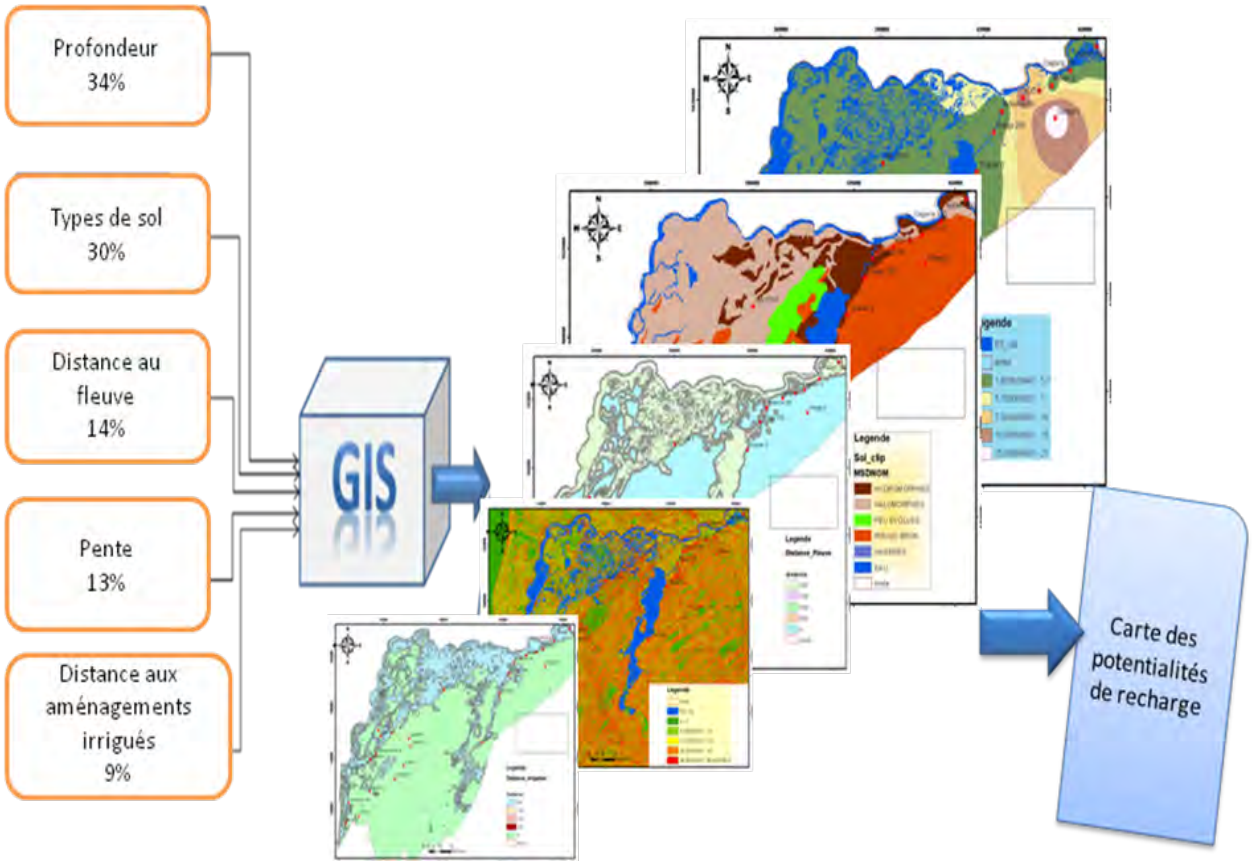


Figure 107: *Organigramme des paramètres intégrés et leur pourcentage de Pondération*

VI.3.2.3 Résultats et discussion

La carte de zone potentielle aquifère déduite de l'analyse SIG par intégration des paramètres pondérés indique cinq classes de potentialité allant des très fortes potentialités aux très faibles potentialités. Les résultats de la méthode cartographique montrent que, les zones à très forte et à forte potentialité sont principalement localisées dans la plaine alluviale en particulier le long des axes hydrauliques et dans les zones qui sont adjacentes aux aménagements hydroagricoles (Fig.108 et 109). Ces secteurs qui constituent donc des zones privilégiées pour la recharge de la nappe alluviale représentent 26% de la superficie totale de la zone. Les zones à très bons potentiels occupent environ 4% de la superficie totale de la zone, ce qui représente environ 24022 ha, alors que les zones à bons potentiels représentent 22% soit 119377 ha (Tableau 49 et Fig.108). Les zones de bonnes potentialités qui entourent celles de très bonnes potentialités sont observées un peu partout dans la plaine alluviale aussi bien sur les terrains semi-perméables au nord-Est que sur des terrains imperméables localisés au sud-ouest de la zone. Cette situation

pourrait être liée aux nombreux foyers de recharges entretenus par la fréquence de l'irrigation ou par la grande proximité par rapport à un axe hydraulique qui leur confère des taux de recharges relativement très intéressants (souvent très supérieures à 70-90 mm/an). Dans la plaine alluviale, ces zones à forte potentialité de recharge contrastent parfaitement avec les cuvettes à sols halomorphes où les potentiels des eaux souterraines sont très faibles à faibles en raison de la nature argileuse des sols. Le caractère imperméable de ces sédiments favorise par conséquent la forte reprise évaporatoire dans ces parties où les eaux stagnent de plus. Ces zones à faibles potentialités sont également observées dans les formations dunaires plus particulièrement dans les parties où l'épaisseur de la zone non saturée (ou du recouvrement sableux) devient de plus en plus importante : c'est la raison pour laquelle les eaux infiltrées sont cependant plus exposées au phénomène de pertes par reprise évaporatoire déjà mentionnée dans le chapitre sur la géochimie isotopique. Ces constats peuvent être justifiés également par les faibles taux de recharges calculés à travers les approches quantitatives dans ces différents secteurs. Cependant, ces zones à très faibles et à faibles potentialités couvrent une superficie respective de 5 095 ha et 177 578 ha représentant 1% et 32% de la superficie totale de la zone.

Par contre, les potentialités modérées constituent la classe que l'on retrouve essentiellement sur les formations dunaires et représentent 41% de la superficie totale représentant à peu près une superficie de 224 430 ha. Elle est en majorité accompagnée par la classe à potentialité faible dans les dunes plus particulièrement dans les secteurs à forte pente ou les épaisseurs de recouvrement des sables sont plus importantes.

Dans cette étude, les estimations quantitatives de la recharge calculées à travers les plus différentes approches et applications ont été utilisées comme outils de validation des résultats du modèle généré par le SIG. Les résultats sont présentés dans les figures 110, 111, 112 et 113.

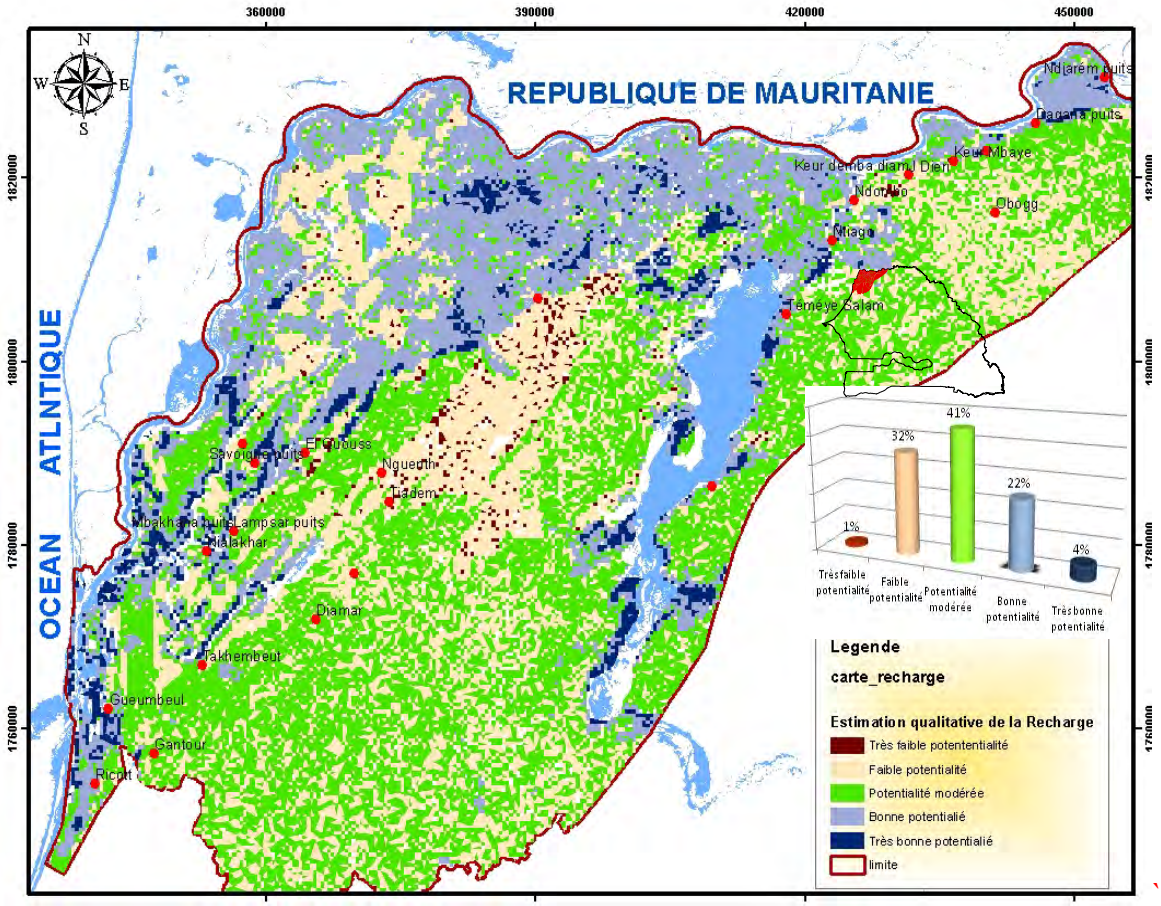


Figure 108: *Carte de potentialité de recharge dans le delta du fleuve Sénégal*

Tableau 49: Statistique des superficies des classes de potentialités

Classes	Superficie en hectare	Pourcentage (%)	Classe de Recharge
Classe 1	5095,61	0,925627665	Très faible potentialité
Classe 2	177578,38	32,25746501	Faible potentialité
Classe 3	224429,61	40,76808388	Potentialité modérée
Classe 4	119377,509	21,68516133	Bonne potentialité
Classe 5	24022,10	4,36366212	Très bonne potentialité

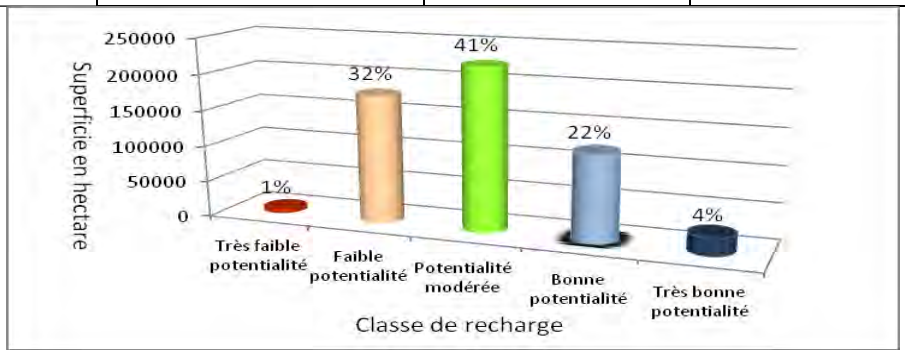


Figure 109: *Représentation en pourcentage des superficies des classes de potentialités*

Il faut noter dans l'ensemble qu'il existe une très bonne corrélation entre les taux de recharges estimés quantitativement par les différentes approches et les zones à potentialité générées par le SIG. Pour une meilleure cohérence dans l'interprétation des données, les taux de recharge calculés à partir des méthodes quantitatives ont été reclassés en fonction de la quantité de pluie annuelle. Ainsi, la classe de recharge très faible représente 5% des précipitations annuelles ; la classe faible représente 5-10% ; la classe modérée 10-15% ; la classe de recharge élevée représente 15-20% et la classe très élève est supérieure à 20% des précipitations annuelles.

Les classes de recharge calculées à partir des variations piézométriques correspondent parfaitement avec les résultats de la cartographie des potentialités de recharge. Les classes de bonne potentialité à très bonne potentialité sont principalement retrouvées sur les abords des axes hydrauliques, dans les environs immédiats des zones irriguées et dans la partie nord-est de la zone correspondant à la partie où la nappe alluviale présente un caractère semi-libre. C'est dans cette partie également que l'on retrouve la plus grande possibilité de recharge de la nappe alluviale et par conséquent plus de chance d'avoir des eaux de qualité meilleure. Cet état de fait est confirmé par la chimie des eaux qui se rapproche souvent de celle des cours d'eau adjacents (fleuve, lac, etc.). Ces résultats sont également confortés par les travaux de modélisation réalisés dans la zone par Filippi (1990) qui avait considéré que les contributions de l'infiltration des berges dans les échanges hydrauliques sont souvent restreintes dans les abords des cours d'eau et dans les canaux d'irrigation. Cependant, les classes à potentialité modérée et faible sont principalement observées sur les dunes et dans les cuvettes à sols halomorphes. Il peut arriver, ponctuellement, dans certaines zones à potentialité modérée que d'importants taux de recharges peuvent y être observés comme c'est le cas du puits de Gantour ou à l'inverse des zones à potentialité élevée correspondant à des taux de recharges faibles à modérée (Tiago et Témèye Salam) (Fig.110). Ceci pourrait être expliqué par les déséquilibres du bilan de fluctuation causés le plus souvent par les apports extérieurs provenant des cultures de maraichage parfois importantes à l'échelle locale dans les dunes ou par les prélèvements importants destinés à l'approvisionnement en eau des populations riveraines étant donné qu'elles restent parfois les seules ressources en eaux douces disponibles. Ceci pourrait avoir un impact ou une incidence directe sur les calculs de la recharge à partir des fluctuations piézométriques et favoriser ainsi ces légers décalages.

L'analyse de la combinaison des classes de recharges déterminées à partir des isotopes stables de la molécule d'eau sur la carte des potentialités de recharge (non représentée), a indiqué aussi une bonne corrélation dans les formations dunaires. Ceci en dépit de certaines incohérences observées dans les puits de Diamar, et de Takhmbeut-Ricott. Ces puits qui présentent respectivement des taux de recharges élevés et très faibles, se trouvant tout de même sur la classe à potentialité modérée. Cette légère incohérence pourrait être associée probablement aux

difficultés d'application de ces isotopes stables dans certains cas, liées souvent aux modifications des signatures générées dans les puits de grands diamètres («Céanes» ou puits temporaires) ou à la précision de la détermination des valeurs représentatives dans les calculs des taux de recharge (porosité effective, composition isotopique de certains paramètres d'entrée comme la pluie par exemple qui doit être suivie sur une longue période, etc.).

En tenant compte, des résultats de la recharge qui sont obtenus à partir du tritium, on remarque aussi de bonnes corrélations avec la carte des potentialités de recharge (Fig.111, 112 et 113). Ces résultats montrent également que la partie nord-est de la zone d'étude (sous bassin du lac de Guiers et de Dagana) est une zone à potentialité plus élevée de stockage des eaux souterraines, si l'on tient compte des résultats des SIG et des taux de recharges obtenus. Ainsi, les ouvrages de captage localisés dans cette partie de la plaine alluviale sur le long des cours d'eau ou proche des aménagements, disposent des tranches d'eaux plus importantes qui ont des âges relativement plus jeunes que celles localisées dans la partie aval (sud-ouest). En dehors de cette partie, l'essentiel de la plaine alluviale reste à exclure dans le choix approprié des sites d'implantation d'ouvrage du fait de la qualité médiocre des eaux souterraines qui sont d'habitudes très salées. L'analyse de ces résultats indique aussi que c'est au niveau des formations dunaires que les zones à potentialités modérées sont majoritairement observées. Ainsi, la réalisation d'ouvrages productive dans cette partie nécessite des connaissances bien précises dans le choix de l'emplacement des ouvrages. Car dans ces zones à potentialité modérée, la probabilité d'avoir des eaux de qualité reste très élevée dans les sédiments de l'Ogolien, mais avec toutefois de faibles possibilités de recharge quand le recouvrement sableux est important. Ce qui fait dire que les formations dunaires à potentialité modérée présentent des réserves en eaux disponibles certes, mais en quantité assez limitée c'est pourquoi ils sont exploités qu'à travers des ouvrages sommaires (''céane'') ou des puits villageois. Donc, le choix futur de l'emplacement des ouvrages et la réalisation d'ouvrage de captage d'eau appréciable et de consommation seraient plus judicieux dans les parties où le recouvrement sableux est faible (zone proche du delta) si l'on tient compte des possibilités de renouvellement par infiltration verticale des pluies ou par infiltration latérale des eaux de surface et de la qualité des eaux captées.Il faut rappeler aussi que l'autre explication, qu'on pourrait donner à ces incohérences découlant de l'application de ces méthodes, peut résider dans les processus de cartographie qui peuvent être altérés dans certains cas. En effet, certaines données de l'analyse ainsi que les outils utilisés pourraient être responsables de ces erreurs dans les résultats générés par le SIG. L'efficience de ces résultats prédits dépendra en grande partie de la nature des terrains (caractère discontinu et très hétérogène), de la densité des points de mesure, de la précision des méthodes d'interpolation, mais surtout de la qualité des données d'analyse utilisées. Par exemple, si l'on prend le cas de la profondeur qui polarise plus de poids que les autres facteurs dans l'analyse, la précision de la

carte dépend de la densité des points de mesure et de la précision des méthodes d'interpolation. C'est pourquoi il est cependant nécessaire de quantifier cette incertitude entourant les cartes produites en vue de les minimiser et de mieux évaluer la valeur des résultats qui sont présentés.

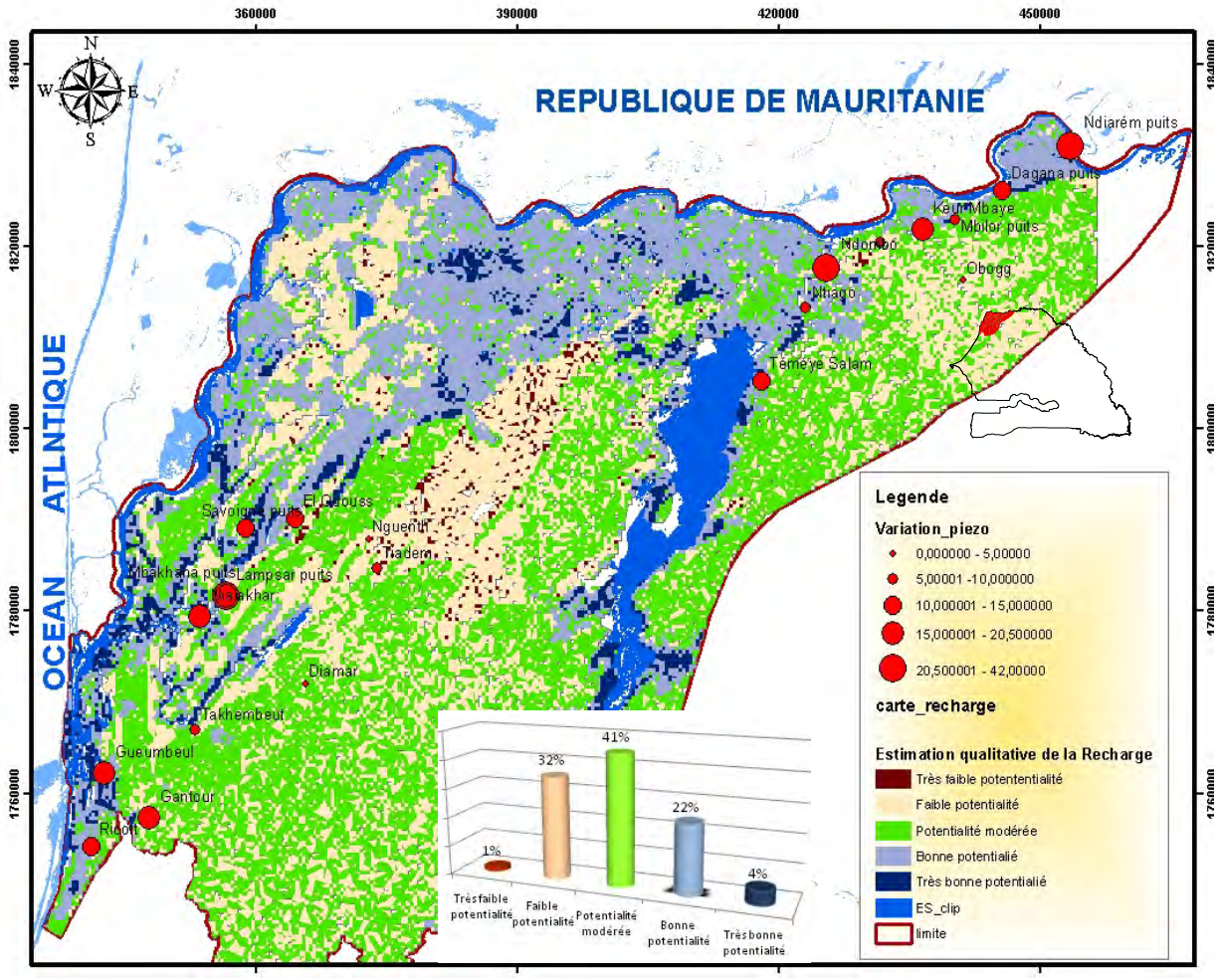


Figure 110: Classes de recharge déterminées à partir des variations piézométriques superposées sur la carte des potentialités aquifères

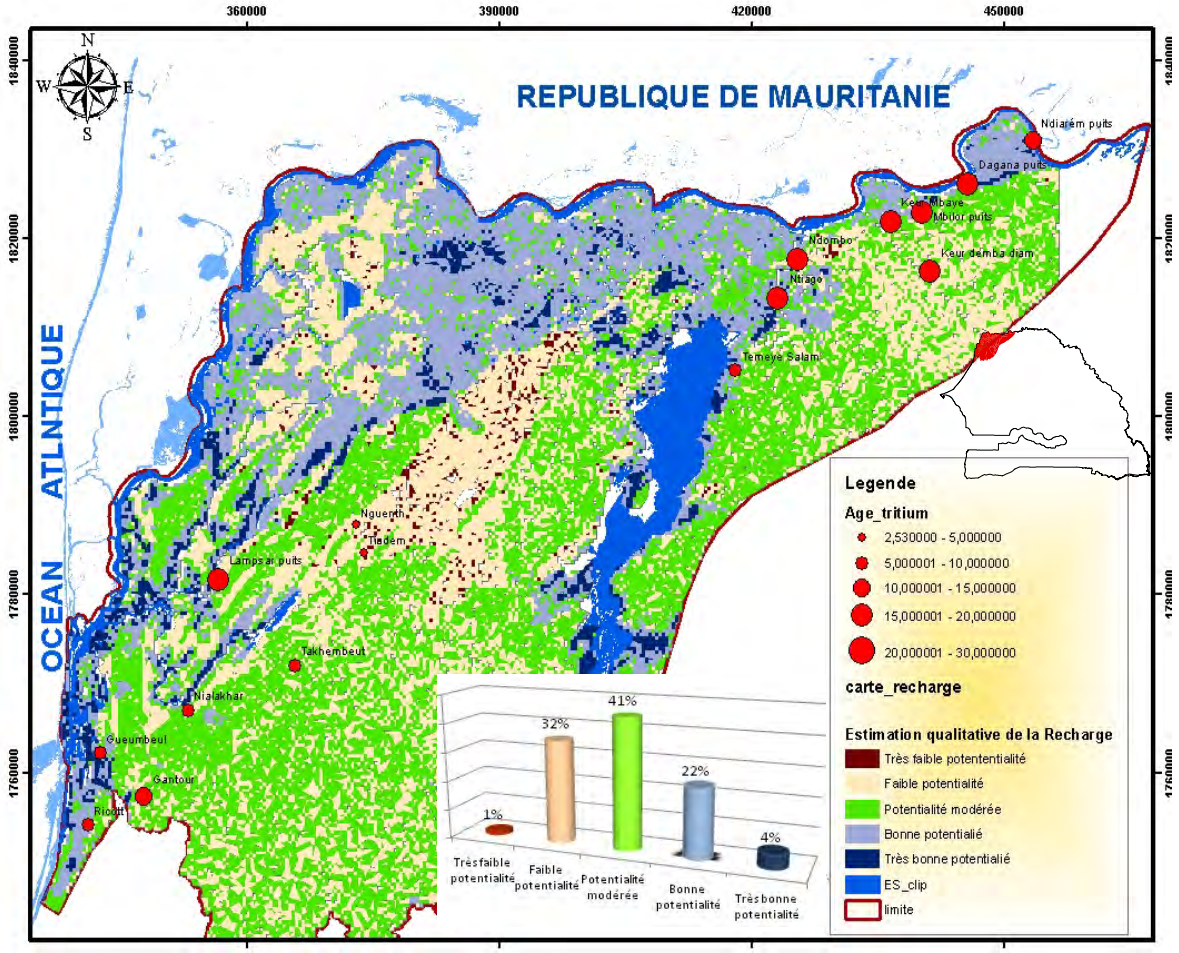


Figure 111: Classes de recharge déterminées à partir du temps de résidence des eaux superposées sur la carte des potentialités aquifères

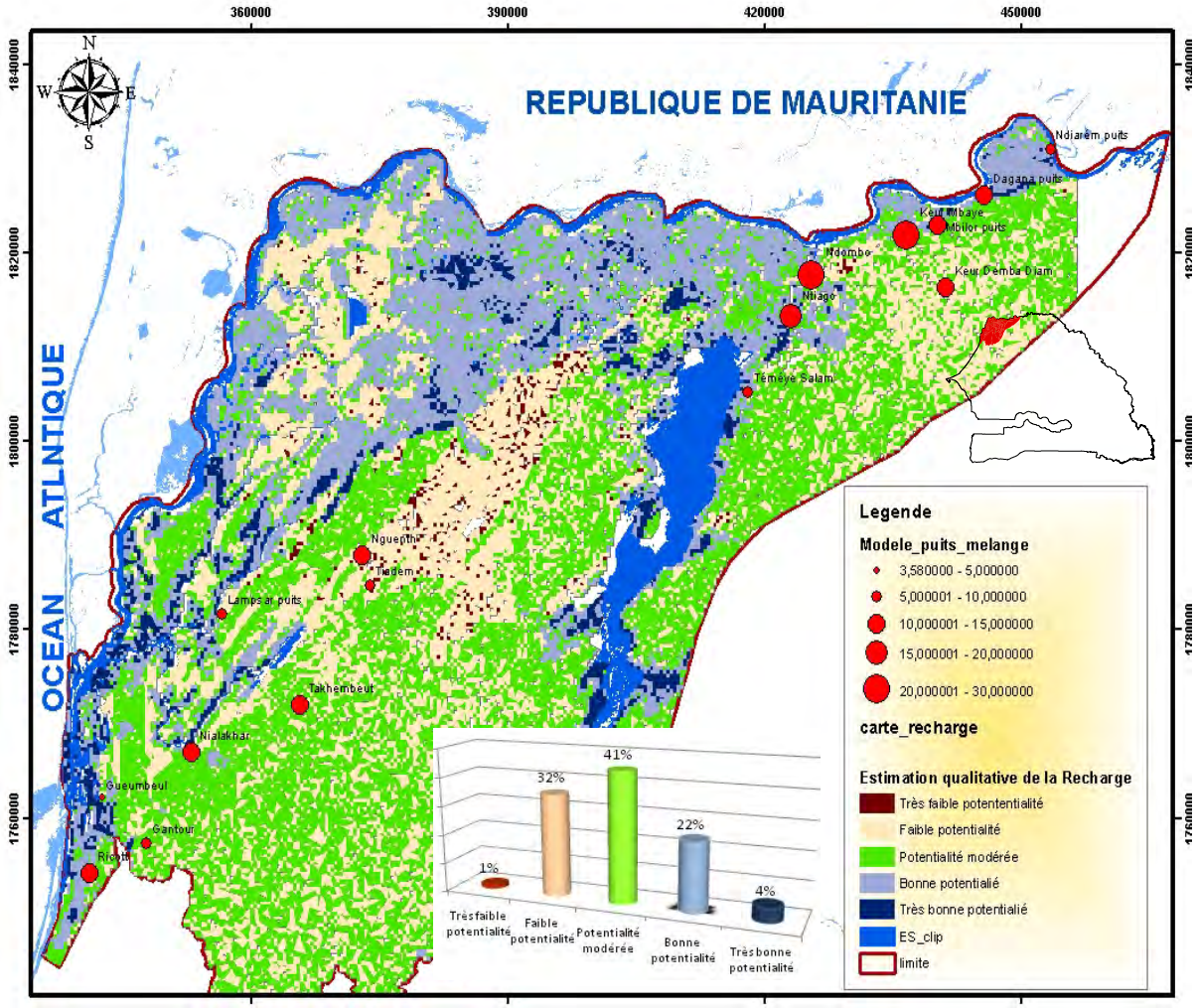


Figure 112: Classes de recharge déterminées à partir du tritium (modèle de puits réservoir mélangé) superposées sur la carte des potentialités aquifères

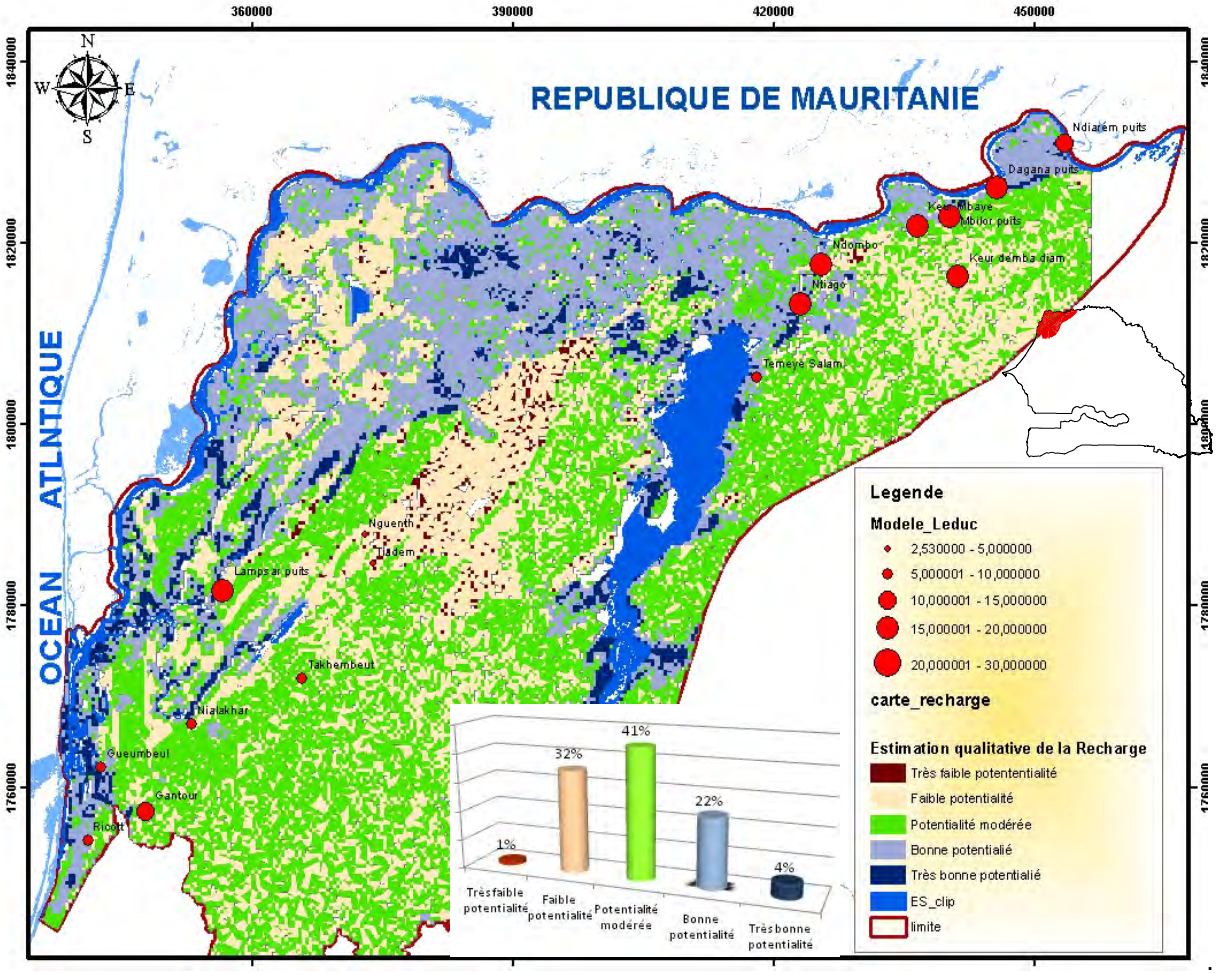


Figure 113 : Classes de recharge déterminées à partir du tritium (modèle Leduc et al., 1996) superposées sur la carte des potentialités aquifères

Conclusion partielle

Cette étude a pu démontrer qu'au moyen d'analyse multicritère il a été possible de produire des cartes potentialités de recharge à partir de l'intégration des différents facteurs dans le SIG concourant à la mise en place de réserves dans le delta du fleuve Sénégal. Cette carte a permis d'avoir une représentation qualitative et visuelle de la recharge en vue d'en faire, une analyse comparative des informations relatives aux potentialités de recharge indiquées par les résultats du SIG dans chaque compartiment de la zone. Elle peut servir, en outre, d'outil d'aide ou de guide dans le choix de l'emplacement de sites favorables pour l'implantation future des puits dans cette zone. Cependant, dans le souci d'évaluer la précision du modèle nous avons utilisé les taux de recharges estimés à partir des variations piézométriques, des isotopes stables de la molécule d'eau et des teneurs en tritium des eaux de la nappe comme données de validation. Ainsi, l'analyse de la combinaison des classes de recharges déterminées à partir de ces différentes méthodes sur la carte des potentialités de recharge a montré qu'il existe une bonne corrélation de ces résultats qui se recoupent parfaitement sur l'ensemble de la zone. En dépit de quelques points, où les potentialités de recharges prédites ne sont pas en conformité avec les taux de recharges. Ceci est souvent lié soit aux limites d'application des méthodes utilisées, aux marges de précision de certains paramètres pris en compte dans les calculs de la recharge ; ou soit aux résultats des processus de cartographie qui peuvent être altérés par un certain nombre d'éléments pouvant affecter l'exactitude de l'analyse.

Les méthodes d'estimation quantitative de la recharge ont permis d'avoir des indications assez précises sur les gammes de valeur d'estimation de la recharge souvent très précieuse pour l'évaluation, le suivi et la gestion de ces ressources en eaux très peu productives et souvent très salées. Alors que l'avantage de la seconde méthode cartographique réside dans sa simplicité et l'accessibilité des paramètres à intégrer dans l'analyse. En termes d'informations hydrogéologiques, ces deux méthodes utilisées dans ce travail sont complémentaires ; elles peuvent être bien utiles et pourraient ainsi, être appliquées à d'autres sites dont les caractéristiques hydrogéologiques sont similaires. Elles permettent d'avoir une lecture directe et rapide sur les secteurs à bonnes potentialités susceptible d'être favorable au captage de quantité d'eau appréciable. Elles permettent aussi de comprendre comment les eaux souterraines circulent dans l'hydrosystème du delta ; de caractériser le fonctionnement hydraulique et les principaux modes d'alimentation des nappes superficielles, ceci en complément avec la géochimie isotopique, en vue d'examiner leurs conséquences sur l'évolution des sols salés. Cette dernière interrogation a été abordée par Diaw, et al., 2015.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Ce travail de thèse axé sur l'étude du fonctionnement hydraulique et hydrogéochimique des eaux de surface et des eaux souterraines dans le delta et la basse vallée du fleuve Sénégal, a permis de faire un diagnostic global sur l'état de la qualité des ressources en eaux et sur le bilan des processus majeurs responsables de la minéralisation, d'améliorer la compréhension du fonctionnement hydraulique global de l'hydrosystème du delta, d'évaluer en terme quantitatif et qualitatif les potentialités de recharge des aquifères alluvial et dunaire et de dresser un modèle conceptuel d'écoulement global relatif aux aquifères superficiels dans le delta du fleuve Sénégal. C'est grâce à l'usage et à la combinaison de plusieurs approches : tels que les outils statistiques multivariés, les outils géochimiques et isotopiques classiques, les SIG et la télédétection que, de nombreux résultats ont été obtenus à travers cette étude. Elle a pu caractériser et affiner très certainement les connaissances sur le fonctionnement hydraulique et hydrogéochimique de l'hydrosystème du delta où les résultats les plus pertinents sont résumés et décrits dans nos conclusions relevant les aspects suivants :

- **Géologie et hydrogéologie**

Concernant la géologie, l'étude de son histoire et de sa reconstitution à travers la bibliographie et les travaux de compilation des sondages et des forages sur le logiciel ROCKWORK 15, a montré une zone complexe et très affectée par l'évolution des pulsations de la mer, des variations du climat, des modifications du tracé et des apports du fleuve, mais aussi par la tectonique et leurs actions combinées sur les environnements de dépôts. La description de la stratigraphie des formations de l'Holocène qui constituent les couches les plus récentes du remplissage sédimentaire révèle une grande variabilité et une distribution latérale des dépôts qui étaient constamment remaniés et d'âges différents. Cette dynamique sédimentaire très complexe a eu des conséquences sur la configuration et la structuration des formations aquifères qui se traduisent par des propriétés hydrauliques différentes et des paramètres hydrodynamiques très hétérogènes. La piézométrie montre des nappes dont les morphologies sont relativement simples et plates. Dans les dunes, les flux d'écoulements faibles et discontinus sont favorisés par la gravité ou par les dépressions localisées issues des prélèvements importants. En revanche, au niveau de plaine alluviale, la piézométrie indique que l'écoulement général des eaux de la nappe se fait en direction du Nord-est (zone semi-libre) vers le Sud-ouest (zone confinée). Cependant, il peut être localement modifié par le réseau de surface, par l'irrigation ou par les pertes par évaporation, par drainance ou par prélèvements qui conditionnent en quelque sorte l'hydrodynamisme et les modes de recharge de la nappe alluviale. Le suivi régulier de la piézométrie de la nappe alluviale indique que la recharge des nappes alluviales se fait à partir des eaux de crue (ou de pluie), de la percolation latérale des eaux du fleuve et de l'irrigation et qu'il existe une connexion hydraulique

entre le fleuve et la nappe alluviale et probablement entre les compartiments de la nappe alluviale.

- **Hydrochimie et qualité des eaux**

Concernant la chimie des ions majeurs, l'usage des analyses statistiques multivariées (ACP, CHA et le Biplot) dans le traitement des données hydrochimiques, a donné des indications précieuses sur les principaux traits caractérisant la géochimie des eaux, relatifs à l'origine des sources ou des processus géochimiques majeurs qui peuvent contribuer d'une façon évidente à la composition et à l'évolution des eaux de surface et dans les différents réservoirs souterrains.

Au niveau des eaux de surface, l'analyse statistique a mis en évidence trois sources majeures de minéralisation : (1) une source d'eau naturelle (HCO_3-Ca-Mg) liée aux apports d'eaux permanents correspondant à la gestion des cotes de retenues (2) une source de contamination saline d'origine marine (eau de mer et dépôts salins) et (3) une probable source de contamination saline et nitratée résultant des activités anthropogéniques.

Pour ce qui est des réservoirs d'eau souterraine, ces analyses statistiques ont permis l'identification de deux principales sources de minéralisation : (1) une source naturelle provenant des processus d'interaction eau-roche qui sont dominés par la dissolution des minéraux de sels évaporitiques, de minéraux carbonatés, des réactions d'échanges ioniques avec la matrice argileuse et des réactions d'hydrolyse des silicates, qui contrôlent majoritairement la minéralisation ; (2) et une source provenant des contaminations anthropiques. L'usage de ces analyses multivariées a permis d'envisager des hypothèses possibles sur les différents processus contrôlant la minéralisation des eaux, mais sans prétendre choisir la prédominance de l'une d'elles. C'est la suite de l'étude et en particulier l'approche géochimique qui va permettre de voir quels sont les processus géochimiques existants ou dominants dans les différents systèmes ? et de vérifier la validité des différentes hypothèses émises à partir des analyses statistiques multivariées.

L'étude hydrogéochimique a permis de démontrer l'utilité de la méthode des analyses statistiques multivariées des données hydrochimiques (ACP, CHA et le Biplot) comme outil complémentaire aux méthodes d'analyses classiques, et leur fiabilité en termes d'identification des facteurs pouvant influencer la géochimie de l'eau. Elles ont donnée des indications très précises sur l'origine et l'identification des sources en permettant de faire une reconstruction des différents processus géochimiques affectant la minéralisation des eaux de surface et des eaux des réservoirs souterrains superficiels. Elles indiquent globalement que :

La chimie des eaux de surface, est en majorité contrôlée par les apports d'eaux naturelles qui dépendent exclusivement des impulsions des eaux de crue et des phases de gestions opérationnelles de la côte de retenue qui livrent de grands volumes d'eau douce de façon sporadique pour maintenir les niveaux limnimétriques. Mais, également elle peut être influencée

par les apports d'eau très minéralisée provenant des eaux usées agricoles qui semblent être plus marqués dans les cours d'eau secondaires (Djeuss, lac de Guiers, lampsar, etc.). L'hydrochimie de ces axes secondaires dépend principalement du degré d'évaporation, des caractéristiques géométriques et de la fonctionnalité du cours d'eau qui sont des drains naturels souvent utilisés comme récepteurs des eaux de colatures agricoles et industrielles.

Cependant, au niveau des aquifères alluvial et dunaire, les outils géochimiques classiques (Indices de saturation, indices chloroalcalins et les diagrammes bi variés, de piper et de stabilité de Korjenski, etc.), indiquent en grande majorité, que la minéralisation des eaux est contrôlée par les interactions eau-roche et par les processus de contaminations salines et anthropiques qui dépendent exclusivement des caractéristiques hydrauliques du milieu et de l'évolution in situ des eaux dans l'hydrosystème du delta. Dans la plaine alluviale, la chimie des eaux souterraines qui sont proches des axes hydrauliques, de minéralité faible et de faciès chimique bicarbonaté, accorde une importance particulière aux processus de mélanges avec les eaux de surface. Bien qu'il y ait un contrôle systématique notamment dans le bassin du lac de Guiers (nord-est), des réactions d'échanges ioniques de bases et d'hydrolyse des silicates et des processus contaminations nitratées d'origine humaine dans la minéralisation de ces eaux douces. Toujours dans la plaine alluviale, les eaux souterraines un peu éloignées des axes hydrauliques montrent des évolutions plus complexes qui ne s'expliquent que par une grande variété de la lithologie et par une diversité des sources contributives. L'étude hydrogéochimique montre que les eaux faiblement à moyennement chargées (groupes II) sont contrôlées en majorité par les processus de salinisation (mélanges avec l'eau mer ancienne), des processus de dissolutions des minéraux évaporitiques (gypse, anhydrite et halite) et carbonatés (calcite, dolomite et aragonite) et par des réactions d'échanges ioniques avec la matrice argileuse. Toutefois, dans cette partie, d'autres processus peuvent contribuer ponctuellement dans la minéralisation comme les processus de contamination humaine et les réactions d'oxydation de la pyrite notamment dans les environnements lagunaires caractérisés par la présence de mangroves fossiles ensevelies en faible profondeur qui enrichit les eaux en sulfates et augmentent l'acidité avec des pH<4. Par contre, dans les autres secteurs de la nappe alluviale, où les eaux sont hypersalées, la minéralisation est dominée invariablement par l'interaction avec l'eau de mer ancienne ou les processus d'interaction eau-roche. Généralement, les eaux deviennent des saumures avec la distance croissante des zones de recharge, ou le temps d'interaction eau-roche est plus long. Les minéraux carbonatés (calcite, dolomite et aragonite) et évaporitiques (gypse, anhydrite et halite) sont mis en solution par les sédiments anciens d'origine marine ou lagunaire et les réactions d'échanges inverses de base contrôlent secondairement la salinité et les phases d'évolution des cations. L'évaporation renforce significativement ces processus de même que les contaminations nitratées liées aux activités humaines tout autour des ouvrages.

Par ailleurs, au niveau des eaux de la nappe prélevées dans les interdunes, la minéralisation est contrôlée par les mélanges avec les saumures sédimentaires anciennes de l'Inchirien de base ou par les processus de dissolution des minéraux évaporitiques et carbonatés qui leur permettent d'acquérir des concentrations très élevées. Localement, ces eaux peuvent évoluer sous l'action de la matrice argileuse qui entretient avec elles des échanges ioniques en contrôlant ainsi la solubilité des cations et en leur conférant des faciès de type Ca-Cl. Les pollutions nitratées d'origine humaine et les mélanges avec les eaux infiltrées d'origine diverse peuvent affecter également ces eaux hypersalées et jouant ainsi un rôle essentiel dans la minéralisation de ces eaux (TDS>5000 mg/L). Cependant, dans les terrasses marines, la chimie des eaux douces de faciès Cl-HCO_3-Ca (TDS<1700 mg/L), est en particulier contrôlée par la dissolution des minéraux carbonatés notamment la calcite en forme de coquilles, par le lessivage des sels évaporites de surface et des aérosols marins et par de probables réactions d'échanges ioniques. Alors que, les eaux plus douces (TDS <1000 mg/L), prélevées dans la nappe des dunes de l'Ogolien (Gantour, Mbakhana, Lampsar, Diamar et Merry), les processus dominants responsables de la minéralisation restent, le lessivage des sels de surface et atmosphériques, les réactions d'échanges ioniques et les contaminations nitratées d'origine humaine.

Concernant les ETM, l'analyse statistique a montré que les unités hydrogéologiques présentent des caractéristiques comparables avec les eaux de surface en termes de distribution des formes du spectre, d'occurrence des éléments et de variabilité saisonnière. La carte de distribution des éléments en traces, dans les eaux de surface et souterraines, indique une grande variabilité dans l'espace avec des dépassements en toute saison de certains éléments (Fe, Mn, Cu, Cd, Pb, Co, Cr, etc.) par rapport aux normes existantes. Ces dépassements tendraient à prouver l'existence d'une contamination ancienne, diffuse ou généralisée dont l'origine exacte n'est pas encore clairement établie. Ces contaminations probablement d'origine géogénique et/ou anthropogénique affectent très sérieusement la qualité des eaux dans toutes les composantes de l'hydrosystème du delta, en les rendant impropres à la consommation du fait qu'elles renferment des doses préjudiciables en certains éléments dissous (Cd, Pb, Cr, Co, etc.) qui comportent un risque élevé pour la santé.

Il convient donc de retenir que dans le delta du fleuve du Sénégal, ce sont ces différents types d'interactions eau-roche guidés le plus souvent par les variations lithologiques et par les vitesses d'écoulement différentes (ou spectres de transit), les mélanges d'eaux d'origine différentes, les processus d'évaporation et les contaminations d'origine anthropique qui contrôlent la géochimie et la qualité des eaux différemment affectées dans les différents réservoirs souterrains. La connaissance de ces différents processus géochimiques, à partir de la composition chimique des ions majeurs et des éléments en traces dans les eaux est fondamentale. Elle a aidé à comprendre, comment les eaux dans les différentes unités fonctionnement et quels sont les régimes hydrochimiques et hydrologiques (à préciser avec les isotopes de la molécule d'eau), qui

contribuent d'une façon évidente à leur composition et à leur évolution dans l'hydrosystème du delta.

- **Hydrologie Isotopique**

L'interprétation des données isotopiques a permis de caractériser le fonctionnement hydraulique des aquifères superficiels du delta et d'améliorer la connaissance en ce qui concerne les modalités de recharge. Les teneurs en isotopes montrent l'effet important de l'évaporation sur les eaux de surface, sur les nappes peu profondes, mais également au cours de l'infiltration des eaux vers les nappes, qui marque fortement la signature géochimique des eaux. Les activités en tritium des eaux montrent dans les dunes qu'il existe une augmentation de l'âge de l'eau avec la profondeur et une stratification isotopique qui laisse supposer une recharge verticale lente et diffuse à partir des eaux de pluie.

En revanche au niveau de la plaine alluviale, on constate globalement suivant les signatures isotopiques, un rajeunissement des eaux de la nappe qui suggère le rôle prépondérant de la recharge à partir des eaux actuelles, du fleuve ou de l'irrigation, avec certe des temps de séjour différents. Les données isotopiques couplées avec les diagrammes bi-variés et le temps de séjour complètent très efficacement les méthodes hydrochimiques classiques en ce qui concerne l'identification des processus géochimiques et des facteurs qui sont mis en jeu dans l'acquisition de la minéralisation des eaux de surface et souterraines (évaporation, mélange, possibilités de transferts souterrains, etc.). Elles indiquent clairement que l'augmentation de la minéralisation provient principalement des mélanges avec l'eau de la mer ancienne, des interactions entre les eaux souterraines et la roche (dissolution des minéraux, échanges ioniques), ou encore des interactions entre les eaux souterraines et des dépôts sédimentaires anciens d'origine marine. Le couplage des données géochimiques et isotopiques a permis aussi de mieux comprendre à partir d'une meilleure caractérisation des principaux modes de recharges, les systèmes aquifères et le contexte d'écoulements souterrains en relation avec le contexte hydrogéologique (en complément avec la piézométrie des nappes). La connaissance de ces systèmes d'écoulement qui fournissent une approche plus globale de la circulation des ressources en eaux souterraines dans l'hydrosystème du delta a été utile pour élaborer une approche logique et structurée pour les étapes à suivre dans l'estimation de la recharge.

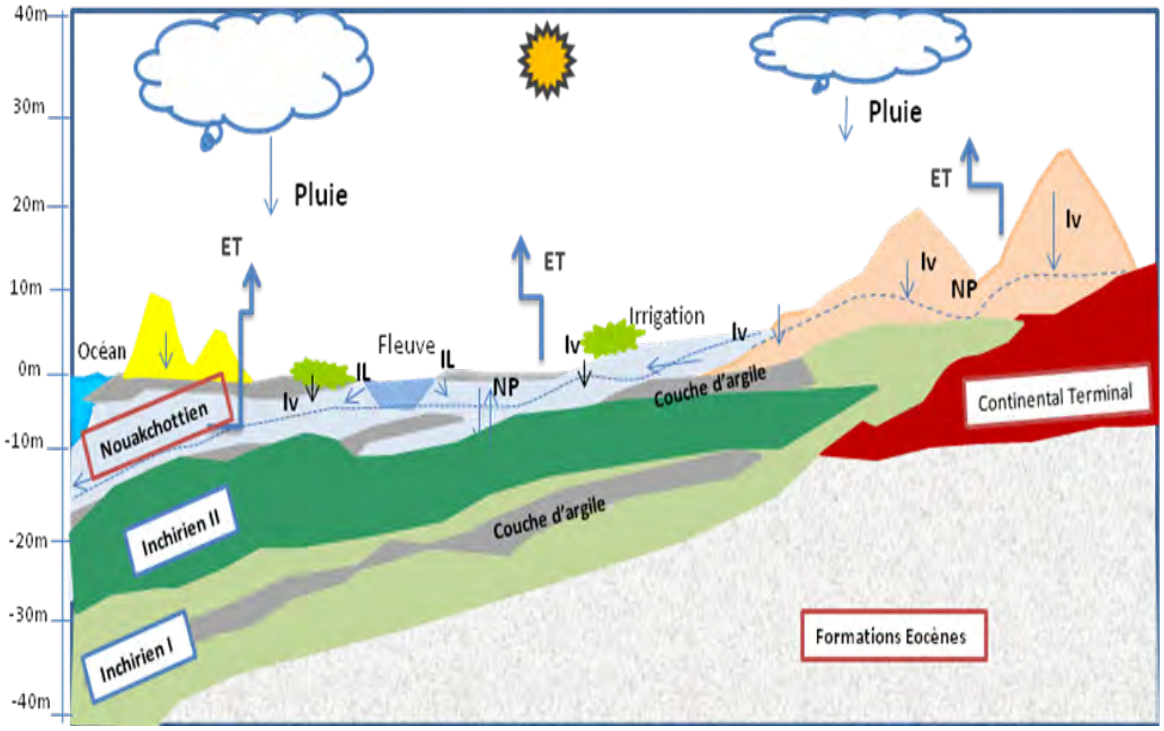
- **Estimation quantitative et qualitative des potentialités de Recharge**

Les estimations quantitatives de la recharge à partir du bilan hydrologique, des fluctuations piézométriques, des techniques de traçage isotopique stable de la molécule d'eau et à partir du temps de transit calculé de la décroissance radioactive du tritium, ont donné des résultats assez homogènes et intéressants. Ce sont des méthodes d'estimations complémentaires qui donnent des indications assez précises sur les gammes de valeur et les variations spatio-temporelles de la

recharge qui sont souvent très précieuse pour l'évaluation, le suivi et la gestion de ces ressources en eaux très peu productives. L'estimation qualitative de la recharge a pu démontrer qu'au moyen d'analyse multicritère, il a été possible de produire des cartes potentialités de recharge à partir de l'intégration des différents facteurs dans les SIG concourant à la mise en place de réserves dans le delta du fleuve Sénégal. Cette carte qui a permis d'avoir une représentation qualitative et visuelle de la recharge a été validée par les taux de recharges estimés à partir des variations piézométriques et des teneurs isotopiques des eaux de la nappe. Ainsi, l'analyse de la combinaison des classes de recharges déterminées à partir de ces différentes méthodes sur la carte des potentialités de recharge a montré qu'il existe une bonne corrélation de ces résultats qui se recoupent parfaitement sur l'ensemble de la zone. En termes d'informations hydrogéologiques, ces deux méthodes utilisées dans ce travail sont complémentaires ; elles peuvent être, en complément avec la géochimie isotopique, bien utiles pour conceptualiser les processus de recharge que ce soit des flux d'écoulements verticaux/horizontaux ou locaux/régionaux en vue de prédire éventuellement leurs impacts sur la dynamique des sols salés.

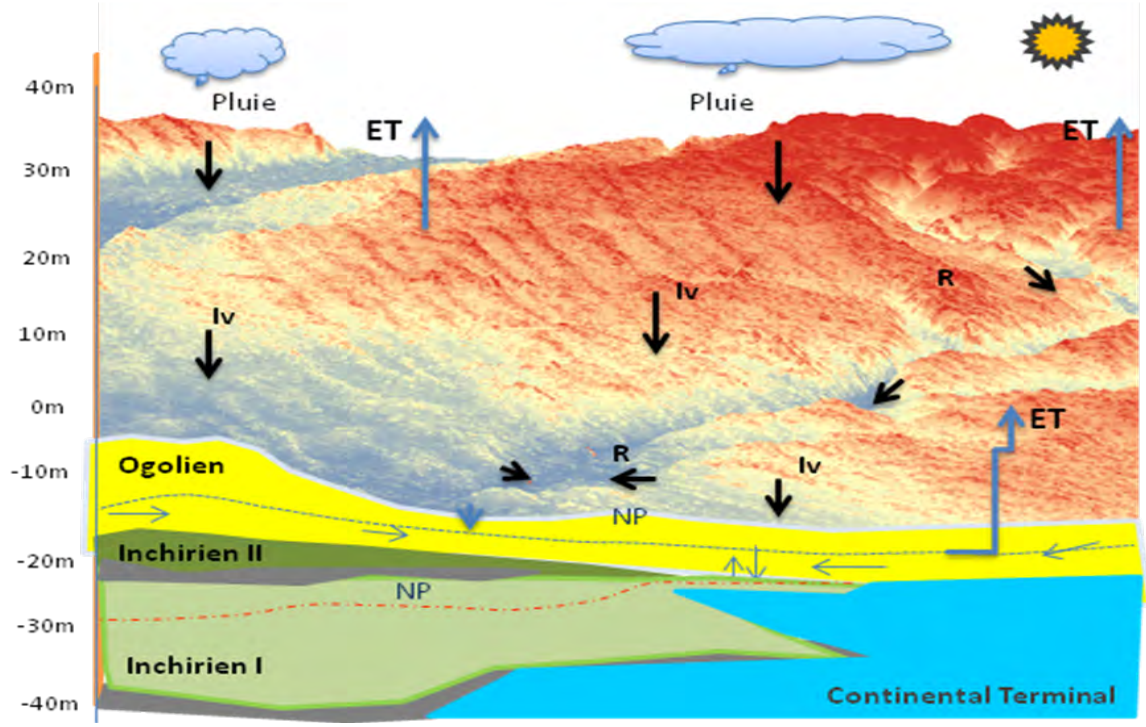
Compte tenu des observations tirées sur la piézométrie, sur l'hydrochimie, sur l'isotopie et sur la base des résultats obtenus sur les évaluations quantitatives et qualitatives de la recharge, un modèle conceptuel de circulation des eaux souterraines, dans les différentes unités hydrogéologiques du delta et la basse vallée du fleuve Sénégal, a été proposé et représenté sur les figures 114 et 115. Ce modèle indique globalement que :

Dans la plaine alluviale, le schéma de distribution des âges très actuels qui deviennent de plus en plus anciens vers l'exutoire de la nappe alluviale au sud-ouest, suppose que les transferts des eaux de la nappe alluviale se font de l'amont vers l'aval. Ceci est en conformité avec le modèle d'écoulement en "piston flow" horizontal à travers les sédiments alluviaux hétérogènes qui déterminent en quelque sorte les spectres de transit. Mais ces flux d'écoulements régionaux sont perturbés localement ou même masqués par les composantes de l'infiltration latérale des eaux du fleuve et/ou, sans doute, celles verticales provenant des eaux irriguées ou de pluies. Au niveau des formations dunaires, il existe une prédominance des écoulements par infiltration verticale lente et diffuse des eaux de précipitation vers la nappe des dunes. Ces écoulements sont essentiellement fonction des spectres de transit de ces eaux infiltrées dans la zone non saturée et éventuellement du rôle de l'évaporation dans le bilan hydrologique au sein des systèmes dunaires qui sont soumis à un climat chaud et aride. Le schéma de distribution de l'âge relativement plus ancien (en profondeur) aux âges relativement actuels des eaux souterraines (en subsurface), dans les formations dunaires, est plus en conformité avec le modèle exponentiel



*P : Pluies ; *ET : Evapotranspiration ; *R : Ruissellement, Iv : Infiltration verticale,
*IL : Infiltration latérale ; *NP : Niveau piézométrique

Figure 114 : Modèle conceptuel du contexte d'écoulement des eaux souterraines dans l'hydrosystéme du delta du fleuve



Sénégal.

P : Pluies ; ET : Evapotranspiration ; R : Ruissellement, Iv : Infiltration verticale,
IL : Infiltration latérale ; NP : Niveau piézométrique

Figure 115 : *Modèle conceptuel du contexte d'écoulement des eaux souterraines dans les formations dunaires du delta du fleuve Sénégal*

PERSPECTIVES ET RECOMMANDATIONS

Tous ces résultats intéressants mériteraient d'être approfondies en mettant surtout en avant la nécessite de poursuivre les études à travers d'autres campagnes de mesures, de collectes et d'analyses des eaux, de manières à apprécier dans le temps la dynamique et le fonctionnement hydrodynamique et hydrochimique des systèmes aquifères superficiels et à approfondir les connaissances sur l'origine exacte de la dégradation de la qualité des ressources en eaux.

-En ce qui concerne la chimie et la qualité des eaux, il serait nécessaire de renforcer les études sur la connaissance et la compréhension des phénomènes de mobilité et de disponibilité des ETM (Cd, Pb, Cr, Co, etc.). En essayant de quantifier et surtout de caractériser la spéciation des ETM qui sont donc des données indispensables à l'estimation de leurs impacts sur l'environnement et sur les ressources en eaux. Car il faut rappeler que ces ETM se sont révélés avec certains mineurs (bores et bromes) comme étant des éléments qui contribuent très significativement à la dégradation de la qualité des ressources en eaux (eaux de surface et eaux souterraines) en les rendant impropres à la consommation. Du fait qu'elles renferment des doses préjudiciables qui comportent un risque élevé pour la santé des populations et pour la préservation de l'intégrité des écosystèmes. Ainsi, un effort est nécessaire aussi pour :

- acquérir des données de références précises sur les ETM à partir des analyses de roches totales et des études géochimiques des sols ou des sédiments en tenant compte naturellement de la diversité des situations et des contextes morpho-pédologiques de la zone ;

-renforcer les analyses sur les ETM, en intégrant d'autres d'éléments en particulier le lithium et le strontium qui peuvent donner des indications respectivement sur l'intensité des interactions eaux-roches et sur le temps de contact entre une solution d'origine marine (eau de mer ou saumures évaporitiques) et les sédiments aquifères.

Ceci aiderait à établir le fond géochimique naturel des sols (sous forme de guide référentiel), à interpréter et discriminer les origines multiples si elles existent (sources de contamination d'origine géogénique en précisant les traits géochimiques hérités de l'encaissant et sources de contamination d'origine anthropique), à compléter les processus géochimiques additionnels et à comprendre en définitive comment les eaux fonctionnent au sein des différents réservoirs aquifères.

Enfin, si l'hypothèse développée dans ce mémoire est vérifiée, les sels bromures et les bores pourraient être utilisés comme des traceurs secondaires pour caractériser l'occurrence des interactions nappes-rivières ou nappe-aménagements hydroagricoles.

Ensuite, il serait donc intéressant d'étudier ou examiner très franchement le rôle que peuvent jouer les pesticides dans la chimie et la dégradation des ressources en eaux mais également de voir dans quelle mesure les pesticides pourraient-ils apporter des éléments de réponses sur

l'apport de l'irrigation en terme de contamination (susmentionnée dans le chapitre ^{3}H) et de recharge de la nappe alluviale. Ces questions très cruciales, soulèvent encore de sérieuses interrogations dans la zone notamment sur comment peut-on assurer la gestion des nappes superficielles hyper salées face à ce nouveau contexte ? Comment l'évolution de ces nappes pourrait-il poser des risques de dégradation des sols (salinisation, sodisation, alcalinisation, etc.) sur le moyen et long terme ? Et quels seraient leurs impacts sur l'hydrosystème du delta et sur le développement de l'irrigation ? Ainsi, une ébauche ou une tentative de réponses à cette problématique, a été proposée dans la publication de Diaw et al., 2015 mais ceci mériterait d'être évidemment poursuivie et étoffée.

-En ce qui concerne les études isotopiques, il serait important de faire une caractérisation des eaux de toutes les composantes de l'hydrosystème pour posséder des données isotopiques de références (eau de pluie, fleuve et lac, eau d'irrigation, nappe alluviale et dunaire, etc.) et de faire appel à la palette de méthodes de l'hydrologie isotopique pour permettre aussi l'acquisition de sérieux renseignements complémentaires sur :

- l'origine et l'âge des eaux souterraines, qui peut être interprété en termes de temps de transit voire de perméabilité du milieu. Comme le cas du carbone 14 qui serait très utiles en association avec le tritium pour pouvoir résoudre le problème de datation des eaux (surtout dans les formations dunaires ou l'âge des eaux, reste imprécis). Cette information qualitative serait évidemment un élément crucial pour apprécier ou reconstituer le mode de circulation des eaux en vue d'une meilleure connaissance de l'origine de la recharge et de la variabilité des signatures isotopiques des eaux au sein des réservoirs ;
- l'origine de la contamination par les nitrates des eaux souterraines, avec une tendance générale de l'augmentation des teneurs surtout dans les dunes, en faisant appel aux isotopes $^{15}N/^{14}N$ et ^{18}O qui s'avèrent efficace pour discriminer les sources naturelles et anthropiques d'origine diffuse ou ponctuelle ;
- les phénomènes d'interaction eau/roche, en faisant appel aux isotopes $^{7}Li/^{6}Li$, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $^{11}B/^{10}B$, etc ; qui doivent être confrontées à celles fondées sur l'emploi des marqueurs géochimiques utilisées.
- l'origine de la salinité comme le cas du $^{11}B/^{10}B$ et du $^{32}S/^{34}S$ qui pourront être utilisées pour donner respectivement des indications plus précises sur l'identification des types de solution et la reconstitution des mélanges et sur la genèse et les mécanismes de salinisation qui conditionnent en grande partie la minéralisation et la qualité des ressources en eaux souterraines et leur évolution dans le delta du fleuve Sénégal.

Sur cette base, il serait intéressant de considérer ou de mettre en œuvre d'autres outils ou méthodes (techniques/analytiques) géochimiques spécifiques :

- comme le cas du Radon ^{222}Rn qui présente l'avantage d'être une technique rapide et un outil efficace dans la caractérisation de l'âge des eaux, de l'origine des écoulements et des modes de circulation et de recharge des eaux souterraines ;
- comme le cas de $^{4}He/^{3}H$ et $^{87}Sr/^{86}Sr$ pour évaluer les dynamiques de recharge et de transfert des nappes superficielles du delta.

Il serait important aussi de s'appuyer sur les analyses et les interprétations combinées des approches géochimiques et des méthodes classiques d'étude hydrogéologique des aquifères dans la logique de consolider les investigations. Il s'agit aussi d'explorer par exemple :

- les techniques d'investigations géophysiques pour mieux déterminer la géométrie et la structure des formations aquifères en complément aux études de compilation des sondages à travers le logiciel RockWock 15 ;
- les essais hydrogéologiques essentiels pour déterminer le champ des paramètres hydrauliques (ex : coefficients d'emmagasinement hydrauliques (Sy), la porosité des sédiments aquifères (n), etc.) qui sont utiles pour une estimation plus précise de l'âge des eaux et des proportions de recharge des nappes.
- les techniques de traçages artificiels pour apporter des éléments sur l'organisation des écoulements au sein des aquifères et sur le transfert de contaminants.

Tout ceci aiderait à fournir des éléments de réflexion nécessaire pour affiner la connaissance et les modes de circulation des eaux dans les systèmes aquifères et établir ainsi un modèle hydrogéologique dans la zone. Ce modèle hydrogéologique aiderait à compléter non seulement les différentes techniques classiques et cartographiques déployées dans l'étude et la quantification de la recharge des nappes mais surtout à préciser les principaux exutoires des nappes superficielles, les interactions nappe/rivières, la délimitation de l'interface eau douce/eau salée, etc. Il permettra aussi de pouvoir simuler et prédire l'évolution de l'hydro-système du delta en considérant les différents scénarios climatiques et de gestion des cotes de retenues du fleuve et de l'irrigation dans le delta du fleuve Sénégal.

BIBLIOGRAPHIE

Abass G, Osae S, Akiti TT, Dickson A, Ganyaglo YS, Bam EPK, Hadisu A (2010) : Origin of Dissolve Ions in Groundwaters in the Northern Densu River Basin of Ghana Using Stable Isotopes of 18O and 2H. J Water Resource and Protection, 2010, 2, 1010-1019 doi:10.4236/j.warp.2010.212121.

Abdulrazzak MJ, Sorman AU, Alhames AS (1989) : Water balance approach under extreme arid conditions – a case study of Tabalah Basin, Saudi Arabia. Hydrol Proc 3:107–122.*

Adanu EA (1991) : Source and recharge of groundwater in the basement terrain in the Zaria-Kaduaa area, Nigeria: applying stable isotopes. J. Afr. Earth Sci., 13(2): 229-234.

Adji TN, Sejati SP (2014) : Identification of groundwater potential zones within an area with various geomorphological units by using several field parameters and a GIS approach in Kulon Progo Regency, Java, Indonesia. Arab J Geosci 7:161–172.

Aggarwal P, Froehlich K, Gonfiantini R, Gat JR (2005) Isotope Hydrology: A Historical Perspective from the IAEA. In: Aggarwal P.K., Gat J.R., Froehlich K.F. (eds) Isotopes in the Water Cycle. Springer, Dordrecht. 3-8 pages.

Ahoussi EK, Soro N, Kouassi AM, Soro B, Yao BK et Zade SP (2010) : Application des méthodes d'analyses statistiques multivariées à l'étude de l'origine des métaux lourds (Cu2+, Mn2+, Zn2+et Pb2+) dans les eaux des nappes phréatiques de la ville d'Abidjan. Int. J. Biol. Chem. Sci. 4(5) : 1753-1765, October 2010.

Ait El Mekki O, Laftouhi, N (2016) : Combination of a geographical information system and remote sensing data to map groundwater recharge potential in arid to semi-arid areas: the Haouz Plain, Morocco. *Earth Sci Inform* **9,** 465–479. https://doi.org/10.1007/s12145-016-0268-0.

Akiti TT (1980) : Etude géochimique et isotopique de quelques aquifères du Ghana : Gneiss de la plaine d'Accra. Calcaire de la plaine au sud-est de la volta. Granite de la haute région. Thèse Doct. Ing. Univ. Paris. Sud. 232p.

Alassane A, Trabelsi R, Dovonon LF, Odeloui DJ, Boukari M, Zouari K and Mama D (2015): Chemical Evolution of the Continental Terminal Shallow Aquifer in the South of Coastal Sedimentary Basin of Benin (West-Africa) Using Multivariate Factor Analysis. Journal of Water Resource and Protection, 7, 496-515. http://dx.doi.org/10.4236/jwarp.2015.76040.

Allen R G, Pereira L S, Raes D, Smith M (1998): Crop evapotranspiration- guidelines for computing crop water. Requirement. FAO irrigation and drainage paper 5-. FAO.1998. ISBN92-5-104219-5.

Allison G B, Barnes CJ (1985): Estimation of evaporation from normally dry lake in South Australia. J Hydrol.78, 229-242

Allison G B, Hughes M W (1983): The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region. J. Hydrol. 60: 157–173.

Allison GB (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.

Allon A (1957) : Mission de prospection ilménite. Rapport d'ensemble de la région du delta du Sénégal. BUMIFOM. AOF. Syndicat ilménite. Dakar. Arch. B.R.G.M.

Andreasen D C, Fleck W B (1997): Use of bromide/chloride ratio to differentiate potential sources of chloride in a shallow unconfined: *Hydrogeology Journal 5 (2):* 17-26*.*

ANSD (2014) : Recensement Général de la Population et de l'Habitat, de l'Agriculture et de l'Elevage (RGPHAE). République du Sénégal Ministère de l'Economie, des Finances et du Plan.

Apello CAJ (1994): Cation and proton exhange, pH variations, and carbonate reactions in freshening aquifer. Water resour. Res. 30, 2793-2805.

Apello CAJ, Postma D (1993): Geochemistry groundwater and pollution. Balkema publisher, USA. 536p.

Appelo CAJ, Postma D (2009): Geochemistry, groundwater and pollution. 2nd edition

Aranyossy JF, Gaye CB (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. Paris. Série II 315: 637–643.

Asubiojo et al., (1997): Trace elements in drinking and groundwaters amples in southern Nigeria, The science of total Environment 208 (USA: Bethesda MD, 1997) 1-8.

Atankan Y, Roether W, Munnich K.O, Matthes G (1974):"The sand-housen shallow groundwater tritium experiment", Isotope Techniques in Groundwater Hydrology, Vol. 1, IAEA, Vienna (1974) 21–43.

Audibert M (1967) : Delta du fleuve Sénégal : Étude géologique. Rapport du projet AFR- REG-61 (Saint Louis), 4 volumes.

Audibert M (1970) : « Delta du fleuve Sénégal. Étude hydrogéologique. Projet hydro-agricole du bassin du fleuve Sénégal ». Tome III : hydrogéologie, Tome IV : drainabilité, Rapport Projet AFR/REG 61. FAO/OERS.

Audry S, Schafer J, Blanc G, Juoamean JM (2004) : Fifty year sedimentary record of heavy metal pollution (Cd, Zn, Cu, Pb) in the lot river reservoir (France). Environ Pollution, 132: 413-426.

Awawdeh, M., Obeidat, M., Al-Mohammad, M. *et al.* (2014) : Integrated GIS and remote sensing for mapping groundwater potentiality in the Tulul al Ashaqif, Northeast Jordan. *Arab J Geosci* **7,** 2377–2392 (2014). https://doi.org/10.1007/s12517-013-0964-8

Bâ M (1997) : Les eaux estuariennes du fleuve Sénégal : Impact des barrages de Diama et de Manantali. In : Rapport technique CRDI, Eaux estuariennes/Sénégal, Dakar, n° 89-0074, 59p. , 41 fig., 6 tab. , 4 ph.

Banks D, Midtgard AK, Morland G et al (1998): Is pure grounbdwater safe to drink ? Natural contamination of groundwater in Norway. Geology today 14, 105-113.

Barbier J, Baudry G, Chery l, Ruppert N, Seguin JJ, Vigoureux P (2001) : Contribution a la caractérisation des états de référence géochimique des eaux souterraines, rapport d'avancement n1. Etude bibliographique, Rapport BRGm /RP-50403-FR, 185p, 25 fi, 21 Tab, 3 annexes, 19pl.

Barusseau JP, Michel P, Richart JF, Sall M (1992) : L'après barrage dans la vallée du fleuve Sénégal. Modifications hydrodynamiques et sédimentologiques. Conséquences sur le milieu et les aménagements hydro agricoles, Perpignan. 152 p., 48 fig., 28 tab. , annexes.

Besbes M., Dethomme J.P. & De Marsily G (1978): Estimating recharge from ephemeral streams in arid regions: a case study at Kairouan, Tunisia. Water Resour. Res. 14, 281290

Belkhiri L, Boudoukha A, Mouni L, Baouz T (2010) : Application of multivariate statistical methods and inverse geochemical modeling for characterization of groundwater — A case study: Ain Azel plain (Algeria). Geoderma. 159 (3-4), 390-398.

Bergaoui M, & Alouini A (2001) : Caracterisation de la secheresse meteorologique et hy drologique : cas du bassin versant de Siliana en Tunisie. Secheresse, 12 (4), 205-213.

Berner E and Berner R (1987) : The global water cycle: geochemistry and environment. Prentice-Hall, Englewood Cliffs (USA), 397 p.

Blaney H F, Criddle W D (1950): Determining water Requirement in irrigated area from climatological irrigation data. US Department of Agriculture, Soil Conservation Service. Tech. pap. No 96. 48 pp.

Blavoux B, Mudry J (1989) : Utilisation des isotopes stables en hydrologie, Rapport du Laboratoire Hydrogéologie-d'Avignon, 24 p.

Blavoux, B et R Létolle (1995). Apports des techniques isotopiques à la connaissance des eaux souterraines. Géochronique 54 p.12-13.

Bodian A, Dacosta H et Dezetter A (2011) : Caractérisation spatio-temporelle du régime pluviométrique du haut bassin du fleuve Sénégal dans un contexte de variabilité climatique. Physio-Géo, 5, 107-124.

Boivin P, Favre F, Maeght J L, (1998) : Les sols de la moyenne vallée du fleuve Sénégal : caractéristiques et évolution sous irrigation. *Étude et Gestion des sols* 1998 ; 5 : 235-46.

Bolke J K (2002) : Groundwater recharge and agricultural contamination. Hydrogeol. J. 10, 153-179.

Bonkel A (1989) : Étude de la répartition des paramètres hydrochimiques des eaux souterraines de l'aquifère alluvial situé en rive droite du fleuve Sénégal entre Keur-Macène et Dagana ; I.S.T. UCAD. Dakar.

Bottomley DJ, Katz A, Chan LH, Starinsky A, Douglas M, Clark I D, and Raven K G (1999): The origin and evolution of Canadian Shield brines: evaporation of freezing of seawater? New lithium isotopes and geochemical evidence fron slaves Craton. Chem.Geol. 155, 295-320.

Bouroche J & Saporta G (1980) : L'analyse des données. « Que sais-je ? » P.U.F., Paris, 125 p

Boutt DF, David WH, Bryan CP, David TL (2001): Identifying potential land use-derived solute sources to stream baseflow using ground water models and GIS. Ground Water 39:24–34

BRGM (2008): Aquifere Miocene du bassin de Carpentras : comprehension des echanges entre nappes et des transferts d'eau et de solutees (nitrates), Rapport final, BRGM/RP-56401-FR.77pages.

BRGM (1956) : Géologie de la region de Richard Toll (Sénégal). Auteur Degallier R, arch. BRGM, Dakar, 18pp. Miméo.

Brian Alloway, David C Ayres (1997): Chemical Principles of Environmental Pollution, Second Edition, Blackie, Academic and professional, 375pp.

Bredenkamp DB, Botha LJ, Van Tonder GJ and Van Rensburg HJ (1995) : Manual on Quantitative Estimation of Groundwater Recharge and Aquifer Storativity. Water Research Commission Report TT73/95, Pretoria. 407 pp.

Buckley RL, Rabun III RL and Heath M (2016): Analysis of a Global Database Containing Tritium in Precipitation February 17, 2016. SRNL-STI-2016-00071. Served as summer intern through Savannah River Tritium Enterprise 1-29p.

Burdon D J, Mazloum (1958): Some chemical types of groundwater from Syria-Unesco.Symp. Teheran: 73-90.

Cabral FJ (2011). Aleas pluviometriques et pauvrete dans les economies du Sahel : le cas du Senegal, Mondes en developpement, 156 (4), 129.

Callender (2003): Heavy metals in the environment –Histoical trends. In Heinrich DH and Kael KT (eds). Treatise on geochemistry, pp 67-105, oxford, UK. Pergamon. Doi:101016/BO-08-043751-6/09161-1.

Camus H et Debuisson J (1964) : Etude hydrogéologique des terrains anciens du Sénégal Oriental. Campagne 1962-1963. Rapport BRGM, Dak. 64-06, 143p.

Carré JC (1997): Impact study of printings lacquers and vanished on the environment and health, Port au Prince: Pan American Health Organization. Ministery of environment in Haiti 50pp.

Cartwright I, Weaver TR, Fifi LK (2006): Cl/Br ratios and environmental isotopes as indicators of recharge variability and groundwater flow: an example from the southeast Murray Basin, Australia. Chem. Geol. 231, 38–56.

Cartwright I, Weaver TR, Fulton S, Nichol C, Reid M, Cheng X (2004): Hydrogeochemical and isotopic constraints on the origins of dryland salinity, Murray Basin, Victoria, Australia. Applied Geochemistry 19, 1233–1254.

Ceuppens J and Wopereis MCS (1999): Impact of non drained irrigated rice cropping on soli salinization in the Senega River Delta. Geoderma 92, 125-140.

Chahada D K (1999): A proposed new diagram for geochemical classification of natural waters and interpretation of chemical data-Hydrogeology Journal; 7: 431-434.

Chen Z, Nie Z, Zhang G, Wan L, Shen J (2006): Environmental isotopic study on the recharge and residence time of groundwater in the Heihe River Basin, north-western China. Hydrogéologie Journal (2006) 14: 1635–1651

Chessel D, Dufour AB and Thioulouse J (2004): The ade4 package-I- One-table methods.R News 4:5-10.

Chessel S, Olive P (1978) : L'eau tritiée : Comptage par scintillation liquide après enrichissement électrique. Université Pierre et Marie Curie. Centre de recherches géodynamiques. Publication n°201. Thonon-les-bains.

Chesselet R, Morelli J, Buat M (1972): Variation in ionic ratios between reference sea water and marine aerosols. Journ. Geophys. Res. 77, 27: 5116-5131.

Citeau L, Bispo A, Bardy M, King D (2008): Gestion des sols, editions QUAE.ISBN 978-2-7592-0189-1, ISSN-1952-1251, 317pages.

Clark I and P Fritz. (1997): Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis publisher. USA. 328p.

Cloutier V, Lefebvre R, Therrien R, Savard MM (2008): Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system. Journal of Hydrology. 353 (3-4), 294-313.

Cogels FX & Gac JY (1982) Le lac de Guiers. Bilans hydriques et évaporation d'une nappe d'eau libre en zone sahélienne (Sénégal). *Cah. Orstom, sér. Géol.* XII(l), 21-43.

Cogels et al., 1990 : Fonctionnement et bilans hydrologiques du lac de Guiers de 1976 à 1989-ORSTOM, DK, 1990, 77p.

Coleman M L, Shepherd T J, Durham J J, Rouse J E, Moore G R (1982): Reduction of water with zinc for hydrogen isotope analysis. *Analytical Chemistry 54:* 993-995.

Collins AG (1975): Geochemistry of oil fiel waters. Elsevier. Amsterdam. 496 pp.

Cook P and Herczeg A (2000): Environmental tracers in groundwater Hydrology. Kluwer, Boston, Dorderecht, London.

Coplen TB (1988): Normalization of oxygen and hydrogen isotope data. *Chemical Geology. 72:* 293-297.

Coplen TB (1994): Reporting of stable hydrogen. Carbon and oxygen isotopic abundances (Technical report). *Pure Appl. Chem. 66:* 1702-1703.

COSEC/SOGREAH (2002a) : L'étude de l'accessibilité et de l'implantation du port de SaintLouis. Compréhension de la problématique. Rapport de phase I, 90 p., 12 fig., 41 tab. , 3 ann.

Craig H (1961): Isotopic variations in meteoric water. Science, 133 p.1702-1703.

Craig H (1963): The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. In E. Tongorgi, (Eds), on nuclear geology in geothermal areas, Spoleto, 1963. Laboratorio di geologia nuclear, Pisa: 17-53.

Cüneyt G, Geoffrey D, Thyne J.E, Mccray KT (2002): Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data, Springer-Verlag, France.

Custodio E (1987): Salt-fresh water interrelationship under natural conditions and effect human activities on salt fresh water relationship in coastal aquifer. In groundwater problems in coastal areas, UNESCO-IHP pp.14-112.

Da Boit M (1993) : Impacts des aménagements hydro-agricoles sur la nappe superficielle de la basse vallée du Fleuve Sénégal (Thiagar, Richard-Toll, Dagana). DEA Géologie appliquée-Hydrogéologie. FST- UCAD. 94 pages.

Daansgaard W (1964): Stable isotopes in precipitation tellus16 (:4): 436-468.

Dagnelie P (2006) : Statistique théorique et appliquée, Tome 2: Inférences à une et à deux dimensions, Bruxelles-université, Ed.De Boeck Larcier.

Dalton MG, Upchurch SM (1978): Interpretation of hydrochemical facies by factor analysis. Ground Water 16 (4), 228–233.

Darling WG, Bath AH (1988): A stable isotope study of recharge processes in the English Chalk. *Journal of Hydrology, 101:* 31-45.

Das, S., Gupta, A. & Ghosh, S (2017) : Exploring groundwater potential zones using MIF technique in semi-arid region: a case study of Hingoli district, Maharashtra. *Spat. Inf. Res.* **25,** 749–756. https://doi.org/10.1007/s41324-017-0144-0

Daumas F (1982) : Méthode normalisation des données, Revue de statistique appliquées, Tome 30, n° 4, 23- 38.

Davis JC (1986): Statistics and Data analysis in Geology. John Wiley and Sons Inc., New York. 646p.

Davis SN, Wittemore DO, Febryka-Martin J (1998): Uses of Chloride/bromide ratios in studies of potable water. Ground Water 36, 338-350.

Deckers J, Raes D, Ceuppens J, Dewachter I, Merckx R, & Diallo A (1996).Evolution de l'acidite dans les sols du delta du fleuve Senegal sous l'influence anthropogene. Etude et Gestion des Sols, 3 (3), 151-166

De La Vaissière R (2006) : Etude de l'aquifère néogène du Bas-Dauphiné, apports de la géochimie et des isotopes dans le fonctionnement hydrogéologique du bassin de Valence (Drôme, Sud-Est de la France). Thèse de Doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse 339p.

Dennett MD, J Elston and JR Rodgers (1985): A reappraisal of rainfall trends in the Sahel. *J. Climatol*., **5**, 353-361.

Dent D (1986): Acid sulphate soils: a baseline for research and development, ILRI wageningen, the Netherlands, 204 pp.

De Vries J, & Simmers I (2002): Groundwater recharge: an overview of processes and challenges. Hydrogeology Journal, 10 (1), 5-17.

Dewatchter I (1993): Zure sulfat bodems in Senegal Delta. Eindverhandeling. K U Leuvens. Fac: land bouwweten schappen. Leuven. België. 144 p.

Dia A M, Wade S, Deroin J P, Frison P L, Kouamé J, Rudant J P (2006) : Apport des données SPOT et LANDSAT au suivi des inondations dans l'estuaire du fleuve Sénégal. Photo-interprétation, N° 4 volume 42 : 35-43.

Diagana A (1994) : Études hydrogéologiques dans la vallée du fleuve Sénégal de Bakel à Podor : Relation eaux de surface/ eaux souterraines. Thèse de Doctorat de 3ème cycle. Géologie appliquée : Mention Hydrogéologie ; FST – UCAD. 127 pages et annexes.

Diagana A (1990) :«Étude des paramètres hydrodynamiques des aquifères de la basse vallée du Sénégal entre Saint-Louis et Podor ». Mémoire de DEA hydrogéologie. Fac. Des Sciences. Univ. C. A. Diop de Dakar. p 62.

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», Mem. de Doctorat de Thèse 3e cycle FST/UCAD de Dakar, 210 p.

Diaw M, Dia A.M, Wade S, Faye S, A Faye, Rudant J.P (2010) : Identification des espaces inondées dans l'estuaire et la Basse vallée du fleuve Sénégal : Approche cartographique par Télédétection et par géochimie isotopique ; Journal Sécheresse 2010, doi: 10.1684/sec.2010.0239; volume 21, n°2 : 105-114p.

Diaw M, Faye S, Maloszewski P, Stichler W (2012): Isotopic and geochemical characteristics of groundwater in the Senegal River delta aquifer: implication of recharge and flow regime; Journal *Environ. Earth Sci. DOI 10.1007/s12665-010-0710-4 (article online).*

Diaw M, Mall I and Gaye CB (2015a): Climate change effects on water resources systems: Consequences and Adaptation strategies in the Senegal River Basin, *Journal CONFLUENS*; Issue (1): volume 1, 46-49pp.

Diaw M, **Mall I, Sane S, Madioune HD, and Faye S (2015b):** "Assessing of the Suitability for Irrigation Water and Their Repercussions on Land Degradation Process in Delta and Lower Senegal River Valley." *American Journal of Water Resources*, vol. 3, no. 2 (2015): 32-43. doi: 10.12691/ajwr-3-2-2.

Diaw M, Wade S et Faye S (2016): Géochimie et contexte d'écoulement des eaux : Delta du fleuve Sénégal : Pertinence des traceurs chimiques et isotopiques et des images optiques dans l'étude des inondations, ISBN:978-3-8416-4033-8, Verlag/Editeur : Presse Académique Française, 214pp.

Diaw M, Mall I, Faye S, Travi Y (2018) Recharge Potentials Mapping using Remote Sensing and GIS Techniques: Case of Shallow Aquifers in the Senegal River Delta. J Environ Toxicol Stud 2(2): dx.doi.org/10.16966/2576-6430.117

Diaw M, Mall I, Le Blanc M, Faye S, Travi Y (2019): Quantitative Estimation of Recharge Potentialities of Shallow Aquifers in Senegal River Delta Hydrosystem, American Journal of Water Science and Engineering. Vol. 5, No. 2, 2019, pp. 47-61. doi: 10.11648/j.ajwse.20190502.12

Didier et al., (2015): Facteur d'enrichissement et Index de géo-accumulation) pour identifier l'origine des éléments de traces métalliques (ETM) dans les sédiments et dans les eaux de la rivière du Passauna de la ville de Curitiba au brésil.Hydrogeology Journal.

Dielman P J (1969) : Rapport de consultant du projet d'étude hydro agricole du bassin du fleuve du Sénégal (inédit).

Dieng B (1987) : Paléo hydrogéologie et hydrogéologie quantitative du Sénégal. Essai d'application des anomalies observées. Thèse Écoles des Mines, Paris, 168p.

Dieng B (1997) : Synthèse et analyses hydrogéologiques du Projet Eaux Souterraines –Vallée du fleuve Sénégal- Rapport provisoire.

Diop D (2009): Impact du transfert des aménagements hydroagricoles de la vallée du fleuve Sénégal: Analyse de l'autogestion des producteurs, de l'entretien et la maintenance des équipements hydroagricoles dans le périmètre de Dagana A, Mémoire de DEA de Géographie, Univ. Gaston Berger de Saint-Louis, 107p.

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.

Drever JI (1982): The Geochemistry of Natural Waters. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J.

Driessen P M, Dudal R (1991): The major soil of the world. Agricultural University Wageningen (the Netherlands). Katholike Universiteit Leuven (Belgium). 310p.

Dror G, Ronoen D, Stiller M, Nishri A (1999): Cl/Br ratios of Lake Kinneret pore water and associated springs. Journal of Hydrology, 225: 130-139.

Dupré B, Viers J Daudurand JL, Polve M, Benezeth P, Vervier P and Braun JJ (1999): Major and trace elements associated with colloids in organic rich rivers waters: Ultrafiltration of natural and spiked solution. Chem., geol. 160, 63-80.

Duvail S, 2001. Scénarios hydrologiques et modèles 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 Géographie*, Université L. Pasteur, Strasbourg I, 305 p.

Duvail S, Hamerlynck O. and Ould Baba ML (2002): Une alternative à la gestion des eaux du fleuve Sénégal ? In: Integrated Wetlands and Water Resources Management, G.Bergkamp, J.Y. Pirot and S. Hostettler, (eds.). Proc. workshop, 2nd Int.l Conf. Wetlands and Development (November 1998, Dakar, Senegal). IUCN, Wetlands International, WWF, Gland, Switzerland. 89–97.

Edmunds W M, Droubi A (1987): Groundwater salinity and environmental change. In: International symposium on isotope Techniques in the study of environmental change. Keynote Paper. STI/PUB/1024. IAEA. Vienna. Austria. 1987. pp 503-518.

Edmunds W M (1996): Bromine geochemistry of British ground waters. Mineralogical magazine. vol. 60. pp. 275-284.

Edmunds W M and Smedley PL (2000): Residence time indicators in groundwater: the East Midlands Triassic Sandstone aquifer. Applied Geochemistry 15. p. 737-752.

Edmunds WM, Hart P, Ward R S (2003). The natural (baseline) quality of groundwater: a UK pilot study. The Science of the Total Environment 310. p. 25-35.

Egboka BCE, Cherry JA, Farvolden RN, Frind EO (1983) Migration of contaminants in groundwater at a landfill: a case study. 3. Tritium as an indicator of dispersion and recharge. J Hydrol 63:51–80 .

Elbaz-Poulichet F, Morley NH Cruzado A, Velásquez Z, Achterberg EP, Braungardt CB (1999): Trace metal and nutrient distribution in an extremely low pH (2.5) river-estuarine system, the Ria of Huelva (South-West Spain). Sci. Total Environ. 227, 73–83.

El-kadi AI, Oloufa AA, Eltahan AA, Malic HU (1994): Use of a geographic information system in site-specific groundwater modeling. Ground Water 32:617–625

Elouard P (1962) : Étude géologique et hydrogéologique des formations sableuses du Cuebla mauritanien et de la vallée du Sénégal. Thèse es Doctorat Science Paris. Doctorat et Mem. BRGM. 7 : 250 p.

Elouard P, Faure H, Hébrard L (1969) : Quaternaire du littoral Mauritanien entre Nouakchott et Port Etienne. Ass. Sénégal. Et. Quatern. Afr. Bull. Liaison. n°23-24. p. 15-24. 2 coupes.

Epstein S, Mayeda TK (1953): Variations of ^{18}O content of waters from natural sources. Geochimical et Cosmochimical Acta. 4: 213-224.

Etcheverry D (2002) : Valorisation des méthodes isotopiques pour les questions pratiques liées aux eaux souterraines. Isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène. Rapport de l'OFEG. Série géologie n°2 Berne. ISSN/1660-0754/ISBN 3-906723-53-4.

Etcheverry D, Parriaux A (1998) : Les méthodes isotopiques dans la pratique de l'hydrogéologie. Gas wasser-abwasser 1/98, 10-17.

EQUESEN (Environnement et Qualité des Eaux au Sénégal), 1990–1991. Environnement et qualités des eaux souterraines: collectes des données piézométriques, projet n rS2-/0198-FBD.

Fabryka-Martin J (2000): Iodine-129 as a groundwater tracer. In environmental tracers in subsurface Hydrology (eds. P cook and ALHerczeg). Kluwer Academia, Boston.

Fabryka-Martin J, Whittemore DO, Davis SN, Kubik DW, and Sharma P (1991): Geochemistry of halogens in the Milk River aquifer, Alberts, Canada, Appl. Geochem. 6, 447-464.

Facchinelli A, Sacchi E, Mallen L (2001): Multivarial statistical and GIS-based approach to identify heavy metal sources in soils. Environmental Pollution 114, 313-324.

Falcone R A, Falgiani A, Parisse B, Petitta M, Spizzico M, Tallini M (2008): Chemical and isotopic (d18O &, d2H&, d13C&, 222Rn) multi-tracing for groundwater conceptual model of carbonate aquifer (Gran Sasso INFN underground laboratory – central Italy). Journal of Hydrology (2008) 357, 368– 388.

F.A.O (1969) : Étude hydro agricole du bassin du fleuve Sénégal. Carte pédologique et géomorphologique de la vallée et du delta du Sénégal à 1/50000. FAO Rome Italie**.**

Faty A, Kane A, & Ndiaye, AL (2017) : Influence de la manifestation climatique sur les régimes pluviométriques saisonniers dans le haut bassin versant du Sénégal. Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science, 30 (2), 79–87. https://doi.org/10.7202/1042915ar.

Faure H et Elouard P (1967) - Schéma de variations du niveau de l'océan Atlantique sur la côte de l'Ouest bot. France, 100, p. 153 - 158.Inst. fond. Afr. noire, A, 2013, p. 809 - 868.

Faye S, Diaw M, Ndoye S, Malou R, Faye A (2009): Groundwater recharge and salinization in Senegal coastal semiarid regions: *Groundwater and Climate in Africa Proceedings of the Kampala Conference, June 2008,* IAHS Publ. 334, 2009, 163-173p.

Fetter CW (1993): Contaminant hydrogeology. New York. Macmittan Publishing Co: 458p.

Fifi et al., (2009): Sorption mechanisms studies of PbII, Cd II and Cu II into soil of Port au Prince. Journal of the international Hydrological Programme for Latin American and Caribbean, aqua-lac (1), 2: 164-171.Aquiferes en climat Soudano-Sahelien par modelisation hydrologique globale: Application a dix sites au Burkina Faso. Hydrological Sciences Journal, 35 (1),29-48.

Flicoteaux et Medus (1980) : Existence d'une lacune entre les terllles arins du Paléocène et du Néocène du Sénégal léridional, démontrée par les icrofaunes et les.icroflores. Etude géol. OUest-Afric. Lab. Ass. CNRS n° 132 - sér. A, n° 12 - Univ. Marseille St. Jéro.e.

Fontes JC (1972) : Quelques aspects isotopiques du cycle des eaux naturelles. Comptes rendus d'un colloque International sur les isotopes de l'oxygéne, Cadarache, 4-9.XII. 72 : 197-225.

Fontes JC (1976) : Isotope du milieu et cycle des eaux naturelles : Quelques aspects. Thèse d'État es-Sc. Naturelles. Paris VI, 208 p.

Fontes JC (1980) : Environmental isotopes in groundwater hydrology. *In*: Fritz P. Fontés J C. editors. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Elsevier Scientific Publishing Company. The Netherlands: 75-140.

Fontes JC, Ousmane B (1982): Preliminary environmental isotopes survey of semi-confined aquifers in crystalline rocks from the Niger Sahelian zone. Proc. French sweedish seminar on hydrology of aride zones. Lund Sweden. 7-8/06/1982.

Fontes JC (1985). Some considerations on groundwater dating using environmental isotopes. Hydrogeology in the service of man (coll. / conf.), Cambridge, IAH, p. 118-154.

Fontes JCh, Edmunds WM (1989): The use of environmental isotope techniques in arid zone hydrology: a critical review. Technical documents in hydrology, IHP-III Project 5.2, UNESCO, Paris, 75 pp

Fontes J C, Andrews J N, Edmunds W M, Guerre A, Travi Y (1991): Pale recharge by the Niger River (Mali) deduced from the groundwater geochemistry. Water Resources Research. 27: 199-214.

Frape SK, Fritz P, McNutt RH (1984): Water-rock interaction and chemistry of groundwaters from the Canadian Shield. Geochimica and cosmochimica acta. 48, 1617-1627.

Fredigoni L, Krissima 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 anthropique sévères : Exemple de la nappe de Djebeniana (Tunusie). CR Acad. Scie. Paris. Sciences de la terre et des planètes / Earth and planetary Sciences 332 (2001) 665-671.

Frengstad B Aase, Kjersti Midtgård Skrede, David Banks, Jan Reidar Krog, Ulrich Siewers (2000) : The chemistry of Norwegian groundwaters: III. The distribution of trace elements in 476 crystalline bedrock groundwaters, as analysed by ICP-MS techniques. Science of The Total Environment, Volume 246, Issue 1, 31 January 2000, Pages 21-40.

Freeze RA, Cherry JA (1979): Groundwater. Prentice-Hall, Inc. Englewood Cliffs, N.J. 604 p.

Freydier (1997) : Chimie des précipitations en Afrique intertropicale : cations et anions majeurs, éléments traces et acides organiques. *Thèse de Doct*orat de l'Université Paul Sabatier, Soutenue le 19 Décembre 1997. 233p

Fritz P, Hennings C S, Suzuki O, Salari E. (1979): Isotope hydrology in Northern Chile. In: Isotope Hydrology 1978, Proceedings series, International Atomic Energy Agency, Vienna: 525-544.

Fritz P, Frape K (1980): Comment on the ^{18}O. ^{2}H and chemical composition of saline groundwater on the Canadian Shield. "Proceedings of a symposium on "isotope studies of hydrologic processes" (AIEA. 1980). 57-63.

Gac JY et Cogels FX (1986) : Le lac de Guiers: paramètres du milieu actuel et évaluation des répercussions de l'aménagement de la vallée du fleuve Sénégal, Quality water bulletin ; 1986, 11, 2, 82-87pp.

Gac JY, Kane A (1986) : Fleuve Sénégal I et II : Bilan hydrologique et flux continentaux de matières particulaires à l'embouchure. Sci. Geol. Bull. Strasbourg. 39. I. p 99-130 et 39. II. p 151-172.

Gac JY, Orange D (1990) : Bilan géochimique des apports atmosphériques en domaines sahélien et soudano-guinéen d'Afrique de l'ouest (bassins supérieurs du Sénégal et de la Gambie). Géodynamique 5 (1). 1990: 51-65.

Gascoyne M, Kamineni DC (1994): The hydrochemistry of fractured plutonic rocks in the Canadian Shield. Applied Hydrogeology. 2, 43-49.

Gaspirini A (1989): Hydrochimie et géochimie isotopique de circulations souterraines en milieu volcanique sous climat aride (grande Canarie. Iles Canaries). Thèse de Doctorat es Sciences. Univ. Paris VI. 216 p**.**

Gat JR (1975): Elucidating salinization mechanisms by stable isotope tracing of water source. Proceeding of a symposium on "Brackish water as a factor in development" (Israel National Committee for Hydrology). 15-23.

Gat JR (1980): The isotopes of hydrogen and oxygen in precipitation. In: Fritz P. Fontes JC. Editors. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry. Elsevier Scientific Publishing Company. The Netherlands: 21-47.

Gat JR, Gonfiantini R (1981): Stable Isotope Hydrology. Technical Reports IAEA. Vienna. N° 210: 335p.

Gaucher G, Burdin S (1974) : Géologie, Géomorphologie et hydrologie des terrains salés. Techniques vivantes, Presses Universitaires de France, Imp. Boudin, Paris, 234 p.

Gaye CB (1990). Etude isotopique et géochimique du mode de recharge par les pluies et de la décharge évaporatoire des aquifères libres sous climat semi-aride au Nord du Sénégal. Thèse Etat, Univ. Dakar.

Gaye CB, Diaw M and Malou R (2013): Assessing the impacts of climate change on water resources of a West African trans-boundary river basin and its environmental consequences (Senegal River Basin). Sciences in Cold and Arid Regions, 5(1): 0140~0156.ISSN 1674-3822, CN62-1201/P.

Gee GW and Hillel D (1988): Groundwater recharge in arid regions: review and critique of estimation methods. Hydrol.Proc.2, 255-266.

Gerritse R G, George R J (1988): The role of soil organic matter in the geochemical cycling of chloride and bromide J. Hydrol... 101. 83-95.

Gieske A, Selaolo E T, Beekman H E (1995): Tracer interpretation of moisture transport in a Kalahari sand profile. In: Adar E.M... Leibundgut C. (Eds). Application of tracers in arid zone hydrology. AISH publ. n° 232. Wallingford. GB. cpp. 373–382.

Gning A Aziz (2015) : Etude et Modélisation Hydrogéologique des Interactions Eaux de Surface-Eaux Souterraines dans un Contexte d'Agriculture Irriguée dans le Delta du Fleuve Sénégal, Thèse de doctorat, pp 230+ annexes.

Gonfiantini R (1986) "Environmental isotopes in lake studies", (FRITZ P, FONTES, J Ch, Eds) Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, The Terrestrial Environment, B, Vol. 2. Amsterdam, Elsevier (1986) 113–168.

Gourcy L, Aranyossy JF, Olivry JC, Zuppi GM (2000). Evolution spatiotemporelle des teneurs isotopiques des eaux de la cuvette lacustre du fleuve Niger (Mali). C.R Acad. Sci. Paris, 331 (11), 701-707.

GNIP/ISOHIS, (2012): Isotope Hydrology Information System of International Atomic Energy Agency, (IAEA), Vienna, Austria. The ISOHIS Database. Available at: http://isohis.iaea.org.

GREP (2011) : Lac de Guiers périls sur une source vitale, «Cahiers du GREP» journal N° 04 - Août 2011, 16pp.

Güler C, Thyne G, McCray J, Turner, K (2002). Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. Hydrogeology Journal. 10 (4), 455-474.

Güler C, Thyne G (2004). Hydrologic and geologic factors controlling surface and groundwater chemistry in Indian Wells-Owens Valley area, southeastern California, USA. Journal of Hydrology. 285 (1-4), 177-198.

Gumma MK, Pavelic P (2013) : Mapping of groundwater potential zones across Ghana using remote sensing, geographic information systems, and spatial modeling. *Environ Monit Assess* **185,** 3561–3579 (2013). https://doi.org/10.1007/s10661-012-2810-y *Environmental Monitoring and Assessment* **volume 185**, pages3561–3579.

Haefele S M, Wopereis M C S, Donovan C, Manbuisson J (2001) : Improving the productivity and profitably of irrigated rice production in Mauritania- European Journal of agronomy, 14 pp : 181-196.

Hall DW, Risser DW (1993) : Effects of agricultural nutrient management on nitrogen fate and transport in Lancaster county, Pennsylvania. Water Resour Bull 29:55–76.

Hamerlynck O & Duavail S (2003). La restauration du delta du fleuve Senegal en Mauritanie. Une application de l'approche ecosystemique (No. Serie Bleue VIII) (p. 88). UICN, Gland, Suisse et Cambridge, Royaume-Uni.

Handschumacher P, Hervé J P, Hébrard G (1992) : Des aménagements hydro agricoles dans la vallée du fleuve Sénégal ou le risque de maladies hydriques en milieu sahélien. *Journal Sécheresse* n°4. Vol.3. 219-226.

Hanor JS (1994): origin of saline fluids in sedimentary basins. In geofluids: Origin, Migration, and Evolution of fluids in sedimentary basins 9ed.JParnell). Geol.Soc.spec.Publ. 78, 151-174.

Harder H (1974): In: Wedepohl KH, editor. Pergamon Press, 1974:5-B_5-O.

Harman HH (1960): Modern Factor Analysis. University of Chicago Press

Hargreaves GH, Samani ZA (1985): Reference crop evapotranspiration from temperature, transaction of the ASAE.

Healy R & Cook P (2002): Using groundwater levels to estimate recharge. Hydrogeology Journal, 10 (1), 91-109.

Hébrard L (1968): Contribution à l'étude géologique des formations quaternaires de la bordure de la sebkha Ndrhamcha près de Nouakchott. Rapp. Lab. Géol. Sci. Dakar. n°27. 29p. polygr. + Annexe. 15 fig. 1 coupe. 1 carte.

Helina B, Pardo R, Vega M, Barrado E, Fernandez JM, Fernandez L (2000): Temporal evolution of groundwater composition in an alluvial aquifer (Pisuerga River, Spain) by principal component analysis. Water Res. 34, 807–816.

Hem JD (1985): Study and interpretation of chemicals characteristics of natural water – US Geol. Surv. Water supply Paper: 2254.

Herczeg AL, Simpson HJ, and Mazor E (1993): Transport of soluble salts in a large semi-arid basin: River Murray, Australia. J.Hydrol.144, 59-84.

Herczeg AL, Dogramaci SS, and Leaney WJ (2001): Origin of dissolved salts in semi-arid groundwater system: Murray Basin, Australia. Mar.Freshwater Res. 52, 41-52.

Hiroshi Sasamoto, Randolph. Arthur, Katsuhiro Hama (2011): Interpretation of undisturbed hydrogeochemical conditions in Neogene sediments of the Horonobe area, Hokkaido, Japan. Applied Geochemistry 26 (2011) 1464–1477.

Hossam H Elewa & Atef A Qaddah (2011): Groundwater potentiality mapping in the Sinai Peninsula, Egypt, using remote sensing and GIS-watershed-based modeling. Hydrogeology Journal 19: 613–628.

Howard, PJA (1991): An Introduction to Environment Pattern Analysis. Parthenon, Park Ridge, N Jersey.
http://earthobservatory.nasa.gov/Features/MeasuringVegetation/measuring_vegetation_1.php;

Hsissou Y, Mudry J, Bouchaou L, Chauve P (1999): Use of the Br/Cl ratio to determine the origin of the salinity of groundwater: an example from the Souss plain (Morocco). Compte Rendu Academie des Sciences, Paris Earth and Planetary Sciences, 328 : 381-386.

Huneau F, Blavoux B et al (2001). Différence entre vitesses hydrauliques et vitesses radiométriques des eaux d'un réservoir profond : proposition d'explication pour l'aquifère miocène du bassin de Valréas (Sud-Est de la France). Science de la terre et des planètes 333 p. 163-170.

Husson F, Josse J et Le S (2009) : « Factominer R package version 1.11, url = http:/factominer.free.fr », 2009.

IAEA (2009): Laser Spectroscopic Analysis of Liquid Water Samples for Stable Hydrogen and Oxygen Isotopes: Performance Testing and Procedures for Installing and Operating the LGR DT–100 Liquid Water Stable Isotope Analyzer, IAEA Training Course Series 35 (2009) 35 pp

IAEA (1980): Arid-zone hydrology: Investigation with isotope Techniques. International Atomic Energy Agency, Vienna.

IAEA (1981a): Stable isotope hydrology: Deuterium and oxygen-18 in the water cycle, International Atomic Energy Agency, Vienna, Technical Report Series, no. 20.

IAEA (1981): Stable isotope hydrology. Deuterium and Oxygen-18 in the water cycle. Vienna. Austria. Technical Reports series; n°21. 339 p.

IAEA (1983) : Guidebook on nuclear techniques in hydrology, International Atomic Energy Agency, Vienna, Technical Report Series, no. 91.

Illy P (1973) : Étude hydrogéologique de la vallée du fleuve Sénégal. Projet hydro agricole du bassin du fleuve Sénégal. Rapport RAF/65061. p158.

Ismail J & Mallikarjuna P (2011): Review: Satellite-based remote sensing and geographic information systems and their application in the assessment of groundwater potential, with particular reference to India. Hydrogeology Journal (2011) 19: 729–740.

Jacob Novaline, Saibaba J, Prasada Raju PVS (1999): Groundwater modelling for sustainable development using GIS techniques. Preconference volume 264–267 Geoinformatics Beyond 2000, Dehradun, India.

Jaiswal RK, Krishnamurthy J, Saxena R (2003): Role of RS and GIS techniques for generation of groundwater prospect zones towards rural development: an approach. Int J Remote Sens 24 : 993–1008.

Joseph A, Aranyossy JF (1989) : Mise en évidence d'un gradient inverse de continentalité en Afique de l'Ouest en relation avec les lignes de grains. Bull. Hydrogéologie BRGM, 3, 215-218.

Joseph A, Frangi P, Aranyossy JF (1992). Isotope Characteristics of Meteoric Water and Groundwater in the Sahelo-Soudanese Zone. *Jour. ofGeophys. Res.,* vol.97, n°D7, 7543-7551.

Junge CE, Werby RT (1957): The concentration of chloride potassium calcium and sulfate in rain water over that United States. Journ. Meteor.15 (5): 417-425.

Junge CE, Gustafson PE (1957): On the distribution of sea salt over United States and its removal by precipitation. Tellus. IX. 2: 104-173.

Ka OH (2000) : Geomatique Appliquée à l'étude des eaux souterraines dans la vallée du fleuve Sénégal (Sénégal). Master. B. sc. Génie géologique. Univ. Du Quebec. (NRS-eau). 80pp.

Kane A (1985) : « Le bassin du fleuve Sénégal à l'embouchure. Flux continentaux dissous et particulaire. Invasion marine dans la basse vallée du fleuve. Contribution à l'hydrologie fluviale en domaine tropicale humide et à la dynamique estuarienne en domaine sahélien ». *Thèse de 3ème cycle de géographie physique. Univ. de Nancy II. Centre ORTOM de Dakar. 205p.*

Kane A (1997) : L'après barrage dans la vallée du Sénégal. Modifications hydrologiques, morphologiques, géochimiques et sédimentologiques. Conséquences sur le milieu naturel et les aménagements hydro-agricoles. Thèse de Doctorat d'Etat, Département de Géographie, Faculté des Lettres et Sciences Humaines, Dakar, 551 p, 168 fig.

Kanohine FEO, Bachir SM, Aké GE, Savané I (2012) : Apport de la télédétection et des SIG dans l'identification des ressources en eau souterraine dans la région de Daoukro (Centre-Est de la Côte D'Ivoire). International Journal of Innovation and Applied Studies, ISSR Journals, 2012, 1 (1), pp.35-53.

Kaiser HF (1958): The varimax criteria for analytical rotation in factor analysis. Psychometrika 23, 187–200

Kankou OM (2004) : Vulnérabilité des eaux et des sols de la rive droite du fleuve Sénégal en Mauritanie. Étude en laboratoire du compartiment de deux pesticides. Chimie et microbiologie de l'eau. *These de 3ème cycles. Univ. de Limoges*. p159.

Kattan Z (1996): Chemical and environmental isotope study of the fissured basaltic aquifer systems of the yamourk basin (Syrian Arabe Republic). Proceeding of symposium on the "isotope in water resources management" (AIAE. 1995). 167-176.

Karim A, Veizer J (2000): Weathering processes in the Indus River Basin: implications from riverine carbon, sulfur, oxygen, and strontium isotopes. Chemical Geology 170, 153–177.

Kehew AE (2001): Applied Chemical Hydrogeology. Prentice Hall, New Jersey

Kilchmann S, Waber HN, Parriaux A, Bensimon M (2004):atural tracers in recent groundwaters from different Alpine aquifers Hydrogeology Journal, Volume 12, Issue 6, pp 643–661.

Kinzelbach W, Aeschbach W, Alberich C, Goni IB, Beyerle U, Brunner P, Chiang W-H, Rueedi J, Zoellman K. 2002. A Survey of Methods for Groundwater Recharge in Arid and Semi-Arid Regions, Early Warning and Assessment Report Series. UNEP/DEWA/RS.02-2. United Nations Environment Programme: Nairobi, ISBN 92-80702131-80702133.

Kharaka and Hanor (2005): Deep fluids in the continent: I sedimentary Basins. Treatise in geochemistry V.5 chap.16, p499-540.

Kloppmann S, Waber HN, et al. (1998). Residence time of Chalk groundwaters in the Paris Basin and the North German Basin: a geochemical appraoch. Applied Geochemistry 13. p. 593-606.

Kloppmann W, Negrel P, Casanova J, Klinge H, Schelkes K and Guerrot C (2001): Halite dissolution derived brines in the vicinity of a Permian salt dome (N German Basin). Evidence from boron, strontium, oxygen and hydrogen isotopes. Geochim. Cosmochim. Acta 65, 4087-4101.

Komor SC (1997): Boron contents and isotopes compositions of hog manure selected fertilizer and water in Minesotta. Journal of Environmental Quality26, 1212-1222.

Kouamé J (2003) : Cartographie des zones inondables à St Louis du Sénégal : Apports de l'imagerie satellitaire ». Rapport de stage CORUS au LTA/ISAT/UCAD.

Kouassi MA, Yao AK, Ahoussi EK, Seki L, Yao AN YAO, Kouassi IK et Biemi J (2010) : Apports des méthodes statistiques et hydrochimiques à la caractérisation des eaux des aquifères fissurés de la région du N'zi-Comoé (Centre-Est de la Côte d'Ivoire). Int. J. Biol. Chem. Sci. 4(5): 1816-1838, October 2010

Krapac IG, Dey WS, Roy WR, Smyth CA, Storment E, Sargent SL, and Steele JD (2002): Impact of swine manure pits on groundwater quality. Environ. Pollut.120, 475-492.

Krishnamurthy JN, Venkatesa K, Jayaraman V, Manivel M (1996.): An approach to demarcate ground water potential zones through remote sensing and geographical information system. Int J Remote Sens 17:1867–1884

Laaksoharju M, Skårman C, Skårman E (1999): Multivariate mixing and mass balance (M3) calculations, a new tool for decoding hydrogeochemical information. Appl. Geochem. 14, 861–871.

Lagarde J (1995) : Initiation à l'Analyse des Données. Ed. Dunod : Paris.

Lahtela (2003): Managing the Senegal River: National and Local Development Dilemma. International Journal of Water Resources Development Volume 19, 2003 - Issue 2 Pages 279-293.

Lalbat F (2006): Fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère du Miocène du bassin de Carpentra (Vaucluse, France). Thèse de Doctorat, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse 231p.

Lalbat F, Blavoux B et al. (2007): Description of a simple hydrochemical indicator to estimate groundwater residence time in carbonate aquifers. Geophysical researche letters 34 (L19403).

Lamagat JP (2000) : Inondations de la ville de Saint-Louis. Diagnostic. Rapport P.O.G.R., 12 p.

Lamb PJ (1983): "Sub-Saharan rainfall update for 1982: continued drought," *Journal of Climatology*, vol. 3, no. 4, pp. 419–422, 1983.

Lamb P, and R Peppler (1992): Further case studies of tropical Atlantic surface atmospheric and oceanic patterns associated with SubSaharan drought. J. Climate, 5, 476-488.

Lambrakis N, Antonakos A, Panagopoulos G (2004). The use of multicomponent statistical analysis in hydrogeological environmental research. Water Ressources. 38 (7), 1862-1872.

Lasm T, Razack M & Youan TM (2008): Geostistical analysis of the transmissivity in fissured reservoirs of Bondoukou Region (northeast, Côte d'Ivoire). Groundwaters of Africa. Analysis of the Physico-Chemical Characteristics of Groundwater in Applied Groundwater Studies in Africa - Segun Adelana, Alan MacDonald, Tamiru Alemayehu & Callist Tindimugaya (editors); Publishers: Taylor & Francis, The Netherlands.

Le Barbe, L Lebel, T & Tapsoba D (2002). Rainfall Variability in West Africa during the Years 1950–90. Journal of Climate 15 (2), 187-202.

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.

Le Borgne J (1988) : La pluviométrie au Sénégal et en Gambie ; Université Cheikh Anta Diop de Dakar. 93p.

Le Brusq JY (1980) : Etude pédologique des cuvettes de la vallée de Lampsar. ORSTOM. Dakar. Sénégal. 114p.

Lebrusq J Y et Loyer J Y (1983) : Evolution de la salinité des sols et des eaux en relation avec la riziculture submergée dans le delta du fleuve Sénégal, Multigr. ORSTOM Dakar 16p.

Leduc C, Taupin J D, Le Gal La Salle C (1996) : Estimation de la recharge de la nappe phréatique du Continental terminal (Niamey. Niger) à partir des teneurs en tritium. C. R. Acad. Sci. Paris. Série IIa 323. 599–605.

Lê S, Josse J, Husson F (2008): FactoMineR: An R Package for Multivariate Analysis, Journal of Statistical Software, Volume 25, Issue 1. http://www.jstatsoft.org/.

Lee L and Helsel D, (2005): Baseline models of traces elements in majors aquifers in United States. Applied geochemistry 20, 1560-1570.

Leenhouts JM, Bassett RL, Maddock III T (1998): Utilization of Intrinsic Boron Isotopes as Co-Migrating Tracers for Identifying Potential Nitrate Contamination Sources. Ground Water 1998 ; 36:240_250.

Lefebvre J (1988). Introduction aux analyses statistiques multidimensionnelles avec exemples d'applications, 3ième édition, 273p.

Le Gal La Salle C, Marlin C, Leduc C, Taupin JD, Massault M & Favreau G (2001) : Renewal rate estimation of groundwater based on radioactive tracers (^{3}H, ^{14}C) in an unconfined aquifer in a semi-arid area, Iullemeden Basin, Niger. Journal of Hydrology, 254 (1–4), 145-156.

Le priol J et Dieng B (1985) : « Synthèse hydrogéologique du Sénégal » Ministère de l'hydraulique du Sénégal, Direction des études hydrauliques, Division hydrogéologique, à Dakar. p 77.

Lewis WM (1981): Precipitation chemistry and nutrient loading by precipitation in a tropical watershed. Water Res. Vol. 17. n° 1: 169-181.

Lerner DN, Issar AS, Simmers I (1990): Groundwater recharge, a guide to understanding and estimating natural recharge. International Association of Hydrogeologists, Kenilworth, Rep 8, 345 pp.

Leroux M (1972) : La dynamique des précipitations en Afrique occidentale; Thèse de Doctorat de 3e cycle de Géographie. FLSH/ Univ. Dakar. ASECNA. 281 pages.

Leroux M (1991). La specificite climatique des montagnes sahariennes. Revue de geographie alpine, 79 (1), 23-42.

Leung CM and Jiao JJ(2006): Heavy metal and trace element distributions in groundwater in natural slopes and highly urbanized spaces in Mid-Levels area, Hong Kong Water Research Volume 40, Issue 4, February 2006, Pages 753-767**.**

L'Hote Y, G Mahe G, Some B and Triboulet J P (2002): "Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues," *Hydrological Sciences Journal*, vol. 47, no. 4, pp. 563–572, 2002.

Liu C.W, Lin K.H, Kuo YM (2003). Application of factor analysis in the assessment of groundwater quality in a black foot disease area in Taiwan. Sci. Total Environ. 313, 77–89.

Lloyd J W (1965): The hydrochemistry of the aquifer of north eastern Jordan. Journal of hydrogeology. 3: 319-330.

Lloyd JW, Heathcote JA (1985): Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater. an introduction. Oxford. Clarendon Press: 296p.

Looser MO, Parriaux A and Bensimon M (1999): Landfill underground pollution detection and characterization using inorganic traces. Water Research, 33(17): 3609-3616.

Love AJ, Herczeg AL, Simpson L, Cresswell RG and Fifield LK (2000): Sources of chlorides and implication for Cl 36 dating of old groundwater, southwestern Great Artesian Basin, Australia, Water Resour. Res 36, 1561-1574.

Louvat M, Michelot JM, and Aranyossy JF (1999): Origin and residence time of salinity in Aspo ground water system. Appl. Geochem. 14 (1999) 917-926.

Loyer J Y (1989) : les sols salées de la basse vallée du fleuve Sénégal. Edition de l'ORSTOM. *Collection Études et Thèses*. Paris. France 137p.

Lucio, PS, Molion, LCB, Conde FC & de Melo MLD (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.

Luck JM and Ben Othman D (1998): Geochemistry and water dynamics: II trace metalsas Pb-Sr isotopes as tracers of water movement and erosion processes, Chem-Geol, 150: 263-282.

Macpherson GL, Land LS (1989): Boron in saline brines in Gulf of Mexico sedimentary basin, USA. In: Miles, editor. WaterRock Interaction, ŽWRI-6., 1989:457_460.

Magistro J, Lo M, 2001. Historical and human dimensions of climate variability and water resource constraint in the Senegal River Valley. Clim. Res., 19: 133–147.

Magrin et Seck (2006): Que reste-t-il des pêcheries continentales? La pêche dans la vallée du fleuve Sénégal de l'après-barrage à la décentralisation. Acte de colloque « Ressources territoriales et décentralisation » à l'université de Saint Louis les 31 janvier et 1er février 2007, 20 p.

Makkink G F (1957): Testing the Penman formula by means of lysimeters J Instit, water Engineers 11. 277- 288.

Mall I (2017): Evaluation des ressources en eau dans le socle birrimien du Senegal oriental : approts des outils geochimiquess, geostatistiques, de la Teledection et des SIG, these de doctorat, universite Cheikh anta Diop, 213 pages.

Mall I, M Diaw, HD Madioune, PM Ngom and S Faye (2014): Use of Remote Sensing and GIS for Groundwater Potential Mapping in Crystalline Basement Rock (Sabodala Mining Region Senegal). Nova Science Publishers, Inc. https://www.novapublishers.com/catalog/index.php;

Mall I, Diaw M, Dieng M, Diakher, MH, Ngom PM and Faye S (2015): Evaluation of Water Resources Quality in Sabodala Gold Mining Region and Its Surrounding Area (Senegal). Journal of Water Resource and Protection, 7, 247-263. http://dx.doi.org/10.4236/jwarp.2015.73020

Maloszewski P and Zuber A (1982). Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers: 1. Models and their applicability. J. Hydrol. 57, 207–231.

Mashael Al Saud (2010), Mapping potential areas for groundwater storage in Wadi Aurnah Basin, western Arabian Peninsula, using remote sensing and geographic information system techniques. Hydrogeology Journal (2010) 18: 1481–1495.

Matray J M, Lambert M, Fontes J C (1994)*:* Stable isotope conservation and origin of saline waters from the middle Jurassic aquifer of the Paris basin. France. Appl. Geochem. (9): 297-309.

Mathieu P (1976) : Influence des apports atmosphériques et du pluviolessivage forestier sur la qualité des eaux de deus bassin versants en Côte d'Ivoire. Cahier ORSTOM. ser. Geol. VIII. n°1: 11-31.

Martin A (1970) : Les nappes de la presqu'île du cap vert (République du Sénégal) : leur utilisation pour l'alimentation en eau de Dakar. Mem. Bur. Rech. Geol. Min... Paris. 55 pp.

Mazor E (1997): Chemical and isotopic groundwater Hydrology. The applied approach, Dekker, London.

Mazor E and George R (1992): Marine airborn salts applied to trace evaporation, local recharge and lateral groundwater flow in Western Australia. J. Hydrol.139, 63-77.

McCarthy K A, McFarland W D, Wilkinson J M, White L D (1992): The dynamic relationship between groundwater and the Columbia River: Using deuterium and oxygen-18 as tracer. J Hydrol. 1992, 135, 1-17.

Meinzer OE and ND Steams (1928): A Study of Groundwater in the Pomperaug Basin, Connecticut, with Special Reference to Intake and Discharge. U. S. Geological Survey Water Supply Paper 597-B.

Melloul et Collin (1992) : The 'principal components' statistical method as a complementary approach to geochemical methods in water quality factor identification; application to the Coastal Plain aquifer of Israel, Journal of Hydrology, Volume 140, Issues 1–4, December 1992, Pages 49-73.

Merlivat L, Jouzel J (1979): Global climatic interpretation of the deuterium-oxygen-18 relationship for precipitation- *Journal of Geophysical Research*. 84 : 5029-5033.

Meybeck M (1984) : Les fleuves et le cycle géochimique des éléments. *These Doctorat es Science. Univ Paris VI.*

Meybeck M (1983): Atmospheric inputs and river transport of dissolved substances. In: *Dissolved loads of rivers and surface water quantity/quality relationships (Proceedings of the Hamburg Symposium)*. IASH Publ. No.141, pp.173-192.

Michel P (1957) : Rapport préliminaire sur la géomorphologie de la vallée alluviale du Sénégal et de sa bordure. Bull. MAS. Saint Louis. n°111. 85p multigr.

Michel P (1969) : Chronologie du quaternaire des bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Essai de synthèse *In* études sur le quaternaire dans le monde VIII. Congrès de l'INQUA. Paris CNRS. Vol I. 49-69. 5 figures.

Michel P, Nagelé A, Toupet C (1969) : Contribution à l'étude biologique du Sénégal septentrional. I. Le milieu naturel. Bulletin I.F.A.N. Sénégal. A t.31. 3. 756-839.

Michel P, Elouard P, Faure H (1968) : Nouvelles recherches sur le quaternaire récent de la région de Saint Louis (Sénégal). Bull. IFAN. T.XXX. sér. A n°1. p.231-234. 1 carte**.**

Michel P (1973) : « Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Étude géomorphologique ». Mémoire ORSTOM n°63. 3 tomes. p 752.

Michel P, Durand J M (1978) : La vallée alluviale du Sénégal (Afrique de l'ouest). Relation géomorphologie- sols-aptitudes culturales et leur cartographie au 1/50000.*Catena*. vol.5.2. 213-225.

Michel P, Sall M (1984) : Dynamique des paysages et aménagement de la vallée alluviale du Sénégal. Écologie et développement (6) : 89 – 109.

Mietton M, Humbert J, Richou S (1991). Le projet de remise en eau du N'Diael (Sénégal). Pré-faisabilité hydraulique, bilan hydrologique et impacts. Rapport d'expertise pour le C.I.C. Université L. Pasteur Strasbourg. CEREG URA 95. 73 p. et annexes.

Mohamed A S (2012) : Approches hydrodynamique et geochimique de larecharge de la nappe du Trarza, sud-ouest de la Mauritanie, These de Doctorat, Universite Paris-sud, 148 pages.

Molinari J (1977) : Quelques remarques pratiques et une présentation commode facilitant l'exploitation des variations naturelles en deutérium et en oxygène-18 dans les eaux. Journal of Hydrol. 32: 383-392.

Monciardini C (1966) : La sédimentation éocène du Sénégal. Mem.BRGM. 65p. 1pl.photo h.t., 14 pl. et 20 coupes en annexes.

Monjerezi et al. (2011): Hydro-geochemical processes in an area with saline groundwater in lower Shire River valley, Malawi: An integrated application of hierarchical cluster and principal component analyses, Applied Geochemistry 26 (2011) 1399–1413.

Monteillet J (1980) : Le quaternaire du delta : Synthèse des connaissances actuelles avec de nouvelles données sur l'Holocène. Bull. I.F.A.N. Tome 41. Série A. n°1. Janvier 1979 Dakar.

Monteillet J (1988) : Environnement sédimentaire et paléoécologie du Delta du Sénégal au quaternaire : évolution d'un écosystème fluviomarin tropical au cours des derniers cent mille ans. Laboratoire de recherche de sédimentologie marine. Université de Perpignan- Thèse de Sciences Naturelles. 267 pp

Mook WG (1980): Carbon-14 in hydrogeological studies, in Handbook of Environmental Isotope Geochemistry, vol. 1, pp. 49-74, P. Fritz et J. Ch. Fontes, éd., Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam-Oxford-New York.

Mook WG (2000): Environmental isotope in the hydrological cycle. *IHP-V. Tech Doc in Hydrology* UNESCO. Paris; 39 (1).

Mook WG and De Vries JJ (2000): Environmental Isotopes in Hydrogeological cycle -Principles and Applications. Technical Documents in Hydrology vol. 1-6 (UNESCO/AIEA), Paris.

Mook WG (2001): Environmental isotopes in the hydrological cycle, principles and applications. International hydrological programm, 39, II, IAEA, Vienna.

Morell I, Medina J, Pilida A, Fernandez-Rubio R (1986): The use of bromide and strontium ions as indicators of marine intrusion in the aquifer of torreblanca (castellon, Spain). In, 9th salt water intrusion meeting, delft, 12-16 May 1986, 629-640.

Mougenot B (1983) : Caractérisation et évolution des états de surface des sols en relation avec la dynamique saisonnière des sels dans le delta du Sénégal. Méthodologie et résultats partiels de la campagne 1982/1983.Centre ORSTOM de Dakar-Hann, rapport de recherches, 1983; 55p.

Mudry J et Blavoux B (1986) : Utilisation de l'Analyse en Composante principales (sur variables centrés réduits), pour l'étude du fonctionnement hydro cinématique de trois aquifères karstique du Sud-Est de la France. Hydrogéologie. n°1. 1986. pp 53-59. 4 fig. 3 tab.

Murthy KSR (2000): Groundwater potential in a semi-arid region of Andhra Pradesh: a geographical information system approach. Int JRemote Sens 21(9):1867–1884

Ndiaye B (1989) : Étude hydrogéologique du delta du fleuve Sénégal. Rapport scientifique, Fulbright scholar, Univ. Colorado, département de génie civil. 101 p + annexes.

Ndiaye MK, Marlet S, Dicko M (2002) : Maitrise de l'irrigation et du drainage en riziculture irriguée et désalcalinisation des sols à l'Office du Niger (Mali) : modèle, hypothèse et arguments. Actes de l'atelier du PCSI, Montpellier, France, 28-29 mai 2002, 12p.

Neal C, Fox KK, Harrow M, Neal M (1998): Boron in the major UK Rivers entering the North Sea. Sci Total Environ 1998 ; 210: 41-51.

Négrel P, Petelet-Giraud E, et al. (2003): Surface water-groundwater interactions in an alluvial plain: Chemical and isotopic systematics. Journal of Hydrology 277(3-4). p.248-267

Nicholson SE (1981): "Rainfall and atmospheric circulation during drought periods and wetter years in West Africa," *Monthly Weather Review*, vol. 109, no. 10, pp. 2191–2208, 1981

Nicholson, SE (1993): An overview of African rainfall fluctuations of the last decade. *J.Climate*, **6**, 1463-1466.

Nicholson SE and IM Palao (1993): A re-evaluation of rainfall variability in the Sahel. Part I. Characteristics of rainfall variations. *Int. J. Climatol*., **13**, 371-389.

Nicholson S E (2009):"A revised picture of the structure of the "monsoon" and land ITCZ over West Africa," Climate Dynamics, vol. 32, no. 7-8, pp. 1155–1171, 2009. View at Publisher · View at Google Scholar · View at Scopus.

NGom Diop Fatou, 2013: Evolution des ressources en eaux sous contraintes climatiques et anthropiques, Thèse de Doctorat d'état, UCAD de Dakar.

Nriagu IO (1990b): Global metal pollution. Environment 32, 7-33.

Obi Reddy GP, Chandra Mouli K, Srivastav SK, Srinivas CV, Maji AK (2000): Evaluation of groundwater potential zones using remote sensing data- a case study of Gaimukh watershed, Bhandara district, Maharashtra. J Indian Soc Remote Sens 28(1):19–32

Olivry JC (1983) : Le point en 1982 sur l'évolution de la sécheresse en Sénégambie et aux iles du cap vert. Examen de quelques séries de longues durées (débits et précipitation). Cahier ORSTOM. Sér. Hydrol. vol XX. n°1**.**

Olivry JC, Solomon S I, Béran M, Hogg W (1987) : Les conséquences durables de la sécheresse actuelle sur l'écoulement du fleuve Sénégal et l'hyper salinisation de le basse Casamance. *In*: The influence of climate variability on the hydrologic regime and water resources. Proceedings of the Vancouver symposium. AISH; 168: 501-12.

Olivry JC, Chouret A, Villaume G, Lemoalle J, Briquet JP (1996): Hydrologie du lac de Tchad. Monographie hydrologique 12. ORSTOM édition bulletin hydrogéologie n°121 ISBN: 2-7099-1353-4.

Omar Al-Qudah, Arturo Woocay, John Walton (2011): Identification of probable groundwater paths in the Amargosa Desert vicinity. Journal of Applied Geochemistry 26 565–574.

OMVS/USAID (1990) :« Rapport de synthèse hydrogéologique du delta du fleuve Sénégal ». Projet OMVS/USAID 625-0958. Eaux souterraines. Rapport final. Dakar. Sénégal. Volume II. p73 et annexes.

OMVS (1991) : Plan directeur de développement intégré pour la rive gauche du fleuve Sénégal. Gesar, Gibb A, Euroconsult Soned Afrique, eds. Dakar: PNUD; Bird; MPC, 1991; 5 vol., 807 p.

OMVS (2003) : Études de base pour la phase initiale de mise en place de l'Observatoire de l'Environnement. Haut commissariat de l'OMVS. Dakar. Senegal.

OMVS (2013) : Projet de gestion intégrée des ressources en eau et de développement des usages multiples du bassin du fleuve sénégal (pgire) etude d'impact environnemental et social (eies) des investissements PGIRE II (PGIRE, FEM, PDS, PDRI), rapport 267 pp.

Pane-Escribe M B (1997) : Les éléments en trace et leur signification dans les eaux karstiques. Hydrogéologie (4): 27-32

Parkhurst DL, Appelo CAJ (1999): User's guide to PHREEQC (Version 2): a computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations. Water-Resour. Invest. Rep., vol. 99-4259. U.S. Geol. Survey, Denver, Colorado, USA**Payne B R (1988**): The status of isotope hydrology today, Journal of Hydrology, 100: 207-237.

Petelet E, Luck, J M, Othman, D B, Negre P, Aquilina L (1998): Geochemistry and water dynamics of a medium-sized watershed: the He´rault, southern France: 1. Organization of the different water reservoirs as constrained by Sr isotopes, major, and trace elements. Chemical Geology 150, 63–83

Pierre G (1993) : Techniques isotopiques (15N, 180) : Appliquée à l'étude des nappes des altérites et du socle fracturé de l'ouest africain. Étude de cas : L'ouest de Niger. *Thèse de doctorat en ressources minérales de l'université du Québec* 154 pp.

Piper AM (1944): A graphical procedure in the geochemical interpretation of water analysis Trans. Am. Geophys. Uricon. 25: 914-923.

Philipps FM, Hogan JF, Mills SK and Hendric JMH (2002): Environmental tracers applied to quantifying causes of salinity in arid-region rivers : preliminary results from the rio grande, southwestern USA.In water resources perspectives: evaluating management and policy(eds A S Alsharhan and W W Wood) Elsevier, Amsterdam.

Plummer LN, Parkhust DL, Fleming GW, Dunkle SA (1988): A computer program incorporating Pitzer's equation for calculation of geochemical reactions in brines: USGS water resources investigation. Report 88-4153, 310 p.

Plummer LN, Busby JF, Lee RW, Hanshawb B (1990): Geochemical modelling of the Madison aquifer in parts of Montana, Wyoming and south Dakota, Water resources research. 26. 9: 1981- 2014.

Plummer LN and Friedmann LC (1999): Tracing and dating young groundwater. U.S. Geological Survey Fact Sheet 4. p. 134-199.

Pointet T, Amraoui N, Mardhel V, Negrel P, Noyer ML, Pennequin D, Thierry D (2005) : La contribution des eaux souterraines aux inondations : Modélisation des hautes eaux de la Somme. Pub Geosciences. Numéro 2, septembre 2005.

Potot C (2011) : Etude hydrochimique du système aquifère de la basse vallée du Var. Apport des éléments traces et des isotopes (Sr, Pb, $\delta^{18}O$, ^{226}, ^{228}Ra). Thèse Université de Nice-Sophia Antipolis, 202 pp.

Pourret O et al. (2007): Organo-colloidal control on major- and trace-element partitioning in shallow groundwaters: Confronting ultrafiltration and model ling. Applied Geochemistry, 22(8): 1568-1582.

Pratap K, Ravindran KV, Prabakaran B (2000): Groundwater prospect zoning using remote sensing and geographical information system: acase study in Dala-Renukoot Area, Sonbhadra District Uttar Pradesh. J Indian Soc Remote Sens 28(4) :249–263.

Rabiet M, Brissaud F, Seidel, JL, Pistre S et Elbaz-Poulichet F (2005). Deciphering the presence of wastewater in a medium-sized Mediterranean catchment using a multitracer approach. Applied Geochemistry, 20(8): 1587-1596

Raes D et Deckers J (1993) : Les sols du Delta du fleuve Sénégal - Propriétés Physiques et Chimiques.Projet Gestion de l'Eau, Bulletin Technique n•a, 1993. SAED-Centre de NDiaye, Saint-Louis, Sénégal.

R Development Core Team (2007) : R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria. ISBN 3-900051-07-0, URL http://www.R-project.org/.

Reeve AS, Siegel DI, Glaser PH (1996): Geostatistical analysis of peat pore-water chemistry: Hudson Bay Lowlands, Ontario, Canada. J. Hydrol. 181, 285–304.

Reghunath R, Murthy TRS, Raghavan BR (2002) The utility of multivariate statistical techniques in hydrogeochemical studies: an example from Karnataka, India. Water Res. 36, 2437–2442.

Reizer, C (1974) : Définition d'une politique d'aménagement des ressources halieutiques d'un écosystème aquatique complexe par l'étude de son environnement abiotique, biotique et anthropique. Le fleuve Sénégal Moyen et Inférieur. Thèse de 3e cycle, 2 vol. 1974, FUL, Arlon (Belgique), 563 p.

Rhuston (1988): Numerical and Conceptual Models for Recharge Estimation in Arid and Semi-Arid Zones. Estimation of Natural Groundwater Recharge. Estimation of Natural Groundwater Recharge pp 223-238. NATO ASI Series book series (ASIC, volume 222).

Richter BC, Kreitler CW and Bledsoe BE (1993): Geochemical techniques for identifying sources of groundwater salinization, C K Smoley, 258pp.

Riou C (1999): Geochimie des terres rares et des elements traces associees dans les nappes et l'eau des sols hydromorphes : Application au tracage hydrologique. 293 p, 74 fig., 17 tabl. + annex.

Rittenhouse G (1967): Bromine in oil field water and its use in determining the possibilities of origin of these waters. Bull Amer. Assoc. Petrol. Geol... 51. 2430 - 40.

Rittenhouse G, Fulton R B, Grabowski R J, Bernard J L (1969): minor elements in oil field water. Chem. Geol. 4. 189-209.

Robertson WD, Cherry JA (1989) Tritium as an indicator of recharge and dispersion in a groundwater system in central Ontario. Water Resour Res 25:1097–1109

Rokade V M, Kundal P, Joshi A K (2007): Groundwater potential modeling through remote sensing and GIS: a case study from Rajura Taluka, Chandrapur District, and Maharastra. J Geol.Soc India

69:943–948 Shahid S, Nath SK (1999) GIS Integration of remote sensing and electrical sounding data for hydrogeological exploration. J Spat Hydrol 2(1) :1–12

Rolet P et Seguin JJ (1986) -Traitement de données multivariées (application aux sciences de la terre), aspect pratique, tome 2, -version 1.0, 86DT 006 ISA, Rapport Département Eau, BRGM, 62 pages.

Rollins L (1987): PC WATEQ DATAGEN: an IBM and PC-compatibles adaptation of WATEQF. User's guide. Woodland. California.

Roose E (1980) : Dynamique actuelle de sols ferralitiques et ferrugineux tropicaux d'Afrique occidentale. Thèse ès Sciences. Univ. Orléans. 587 p.

Rose FE, Chaussidon M, Frances-Lanord CH (2000). Fractionation of boron isotopes during erosion processes: The Himalayan rivers, Geochim Cosmochim Acta 2000; 64:397_408

Rozanski K (1985). Deuterium and oxygen-18 in European groundwaters - Links to atmospheric circulation in the past. Chemical Geology 52. p. 349-363.

Rozanski K, Araguas-Araguas L, et al. (1992). Relation between long-term trends of oxygen-18 isotope composition of precipitation and climate. Science 258. p. 98-985.

Rozanski K, Araguas-araguas L and Gonfiantini R (1993) : Isotopic pattern in modern global precipitation. In Continental Isotope Indicators of Climate, American Geophysical Union Monograph, 78, 1-36.

SAED (1997) : Recueil des statistiques de la vallée du fleuve Sénégal ». Annuaire 1995/1996. Version détaillée, Août 1997 à Saint-Louis, 142p.

SAED (1996) : Étude du modèle hydraulique et des adducteurs dans le cadre de l'étude de faisabilité du réseau d'adducteurs du delta de la rive gauche du fleuve Sénégal. Rapport d'étape phase 1 à Saint-Louis. Sénégal. p 1. p 4. p 23-24. p 39-40. p 68.

Sainton A (1957) : Eude géologique de la région du Lac de Guiers rapport BUMIFOM archives BRGM-Dakar.

Salack S, Muller B, Gaye AT, Hourdin F, Cisse N (2012) : Analyses multi-échelles des pauses pluviométriques au Niger et au Sénégal . Secheresse 23 : 3-13. doi : 10.1684/sec.2012.0335.

Sall M (1982) : Dynamique et morphogenèse actuelles au Sénégal occidental. *Thèse Strasbourg (1983)* – 2 tomes. 604 p. multigr + Fasc. Planches ht.

Sami K (1992) : Recharge mechanisms and geochemical processes in a semi-arid sedimentary basin, Eastern Cape, South Africa. J. Hydrol., 139: 27-48.

Saos JL, Kane A, Carn M, Gac JY (1984) : Persistance de la sécheresse au Sahel : invasion marine exceptionnelle dans la vallée du fleuve Sénégal. 10e réunion annuelle. Sci. Terre. Bordeaux. p 499.

Saraf AK, Choudhury PR, Roy B, Sarma B, Vijay S, Choudhury S (2004): GIS based surface hydrological modelling in identification of groundwater recharge zones. Int J Remote Sens 25(24):5759–5770 Frequency diagram showing well yield distribution 474 Environ Geol (2008) 55:467–475

Saraf AK, Choudhury PR (1998): Integrated RS and GIS for groundwater exploration and identification of artificial recharge sites. Int J Remote Sens 19:1825–1841

Sasseville J L, Lachance M (1981) : Description de la qualité des eaux atmosphériques. Eau. Québec. 14: 27-34.

Scanlon BR (2004). Evaluation of methodes of estimating recharge in semiarid and arid regions in the southwestern US. Water Science and Application, 9, 235-254.

Scanlon BR, Healy RW & Cook P (2002): Choosing appropriate techniques for quantifying groundwater recharge. Hydrogeology Journal, 10 (1), 18-39.

Scanlon BR, Keese KE, Flint AL, Flint LE, Gaye CB, Edmunds WM, & Simmers I (2006): Global synthesis of groundwater recharge in semi-arid and arid regions. Hydrological Processes, 20 (15), 3335-3370.

Scheiss S, 1995. Etude de l'évolution du stock de carbonates dans l'horizon superficiel des sols irrigués de la moyenne vallée du fleuve Sénégal. Mémoire de fin d'étude d'ingénieur Ecole Polytechnique Fédérale de Lausanne. 43p et annexes

Schmitz (1994) : Cités noires **:** les républiques villageoises du Fuuta Tooro (Vallée du fleuve Sénégal), Cahiers d'études africaines, XXXIV (1-3), 133-134,419-460.

Schmitz (1995) : Evolution contrastée de l'agropastoralisme dans la vallée du fleuve Sénégal (Delta et moyenne Vallée), Natures-Sciences-Sociétés, 1995, 3 (1), 54-58.

Seck SM (1991): Sur la dynamique de l'irrigation dans la vallée du fleuve. In la vallée du fleuve Sénégal: évaluation d'une décennie d'aménagement, Ed. Karthala, Paris, pp. 17 – 41.

SEDAGRI (1970) : « Étude hydro agricole du bassin du fleuve Sénégal ». Étude pédologique, Résumé et conclusions générales. Paris. p 106.

SEDAGRI-FAO (1973) : Étude hydro agricole du bassin du fleuve Sénégal. Étude pédologique, SEDAGRI, Paris, France.

SEDAGRI (1975) : Carte pédologique et géomorphologique de la vallée du delta du Sénégal au 1/50000 et carte d'aptitude culturale des terres au 1/50000. OMVS-PNUD-FAO. Paris 70 feuille couleurs + études pédologique (texte) 252p.

Sekiou F et Kellil A (2014) : Caracterisation et classification empirique, graphique et statistique multivariable d'eaux de source embouteillees de l'algerie */ Larhyss Journal, 20 (2014), 225-246.*

Shahid S, Nath SK, Roy J (2000): Groundwater potential modeling in a soft rock area using GIS. Int J Remote Sens 21:1919–1924

Shand P, Edmunds WM (2008): The baseline inorganic chemistry of European groundwaters. In: Edmunds, W.M., Shand, P. (Eds.), Natural Groundwater quality. Blackwell Publ. Co, Oxford, p.22-58.

Silverman BW (1986): Density Estimation for Statistics and Data Analysis. New York: Chapman and Hall, 1986.

Simenov V, Stratis JA, Samara C, Zachariadis G, Voutsa D, Anthemidis A, Sofoniou M, Kouimtzis Th (2003): Assessment of the surface water quality in Northern Greece. Water Res. 37, 4119–4124.

Simmers I (1997) : Recharge of phreatic aquifers in (semi-)arid areas. AA Balkema, Rotterdam, 277 pp.

Singh A K, Prakash SR (2002): An integrated approach of remote sensing, geophysics and GIS to evaluation of groundwater potentiality of Ojhala sub watershed, Mirzapur District, U.P.

Srinivasa Rao Y and Jugran, K D (2003): Delineation of groundwater potential zones and zones of groundwater quality suitable for domestic purposes using remote sensing and GIS. HydrogeolSciJ 48:821–833

Sisay L (2007): Application of Remote Sensing and GIS for Groundwater Potential Zone Mapping in Northern. Ada'a Plain (Modjo Catchment). Addis Ababa University, Addis Ababa – 1176; 77p

Stancioff A, Staljanssen M, Tappan G (1986) : Cartographie et télédétection des ressources de la république du Sénégal. Étude de la géologie, de l'hydrogéologie, des sols de la végétation et des potentiels d'utilisation des sols. Doc. SDSU-USAID6RSI. 86 - 01. 653 p.

Stephens DB (1994) : A perspective on diffuse natural recharge mechanisms in areas of low precipitation. Soil Sci Soc Am J 58:40–48.

Stephens DB (1996) : Estimation of infiltration and recharge for environmental site assessment. API Publ 4643. Health and Environmental Sciences Department, Albuquerque, New Mexico.

Stewart MK (1975): Stable isotope factorisation due to evaporation and isotopic exchange of falling Water drops: application to atmospheric processes and evaporation of lakes. Journal of Geophysical Research. 80 (9): 1133-1146.

Stigter TY, Van Ooijen SPJ, Post VEA, Appelo CAJ and Carvalho Dill MM (1998): A hydrogeological and hydrochemical explanation of the groundwater composition under irrigated land in a Mediterranean environment, Algarve, protugal. J. Hydrol.208, 262-279.

Stober I, Bucher K (2000): Origin of salinity of deep groundwater in crystalline rocks. Terra Nova 1999; 11:181_185.

Sukhija BS, Nagabhushanam P, Reddy DV (1996) Groundwater recharge in semi-arid regions of India: an overview of results obtained using tracers. Hydrogeol J 4(3):50–71

Sukhija BS, Reddy DV, and Nagabhushanam P, Hussain S (2003): Recharge processes: piston flow vs preferential flow in semi-arid aquifers of India. *Hydrogeology Journal* **11**: 387–395.

Sukhija BS, Rao MN, Reddy DV, Nagabhushanam P, Kumar D, Lakshmi BV and Sharma P (2002): Palaeoliquefaction evidence of prehistoric large/great earthquakes in North Bihar, India. *Current Science* Vol. 83, No. 8 (25 October 2002), pp. 1019-1025

Sultan B, Servat E, Maley J & Mahe G (2001): Interrelations entre les forets tropicales et la variabilite climatique: une synthese des etudes recentes. Secheresse, 12 (4), 221-229.

Sy BA (2004) : Reliefs et paysages ouest africains. Géomorphologie régionale, Section de Géographie, UGB, Saint-Louis, 108 p.

Tandia AA (1990) : Revue critique des méthodes d'évaluation de la recharge des nappes. Contribution de l'approche géochimique et isotopique. Louga - Nord Sénégal. Thèse 3ème cycle, Univ. Dakar.

Taupin JD, Gaultier G, Favreau G, Leduc C, Marlin C (2002) : Variabilité isotopiques des précipitations sahéliennes à différentes échelles de temps à Niamey (Niger) entre 1992 et 1999 : Implication climatique. C.R. Geosciences. 334: 43-50.

Teeuw RM (1995). Groundwater exploration using RS and a low cost GIS. Hydrogeol J 3:21–30.

Thatcher L, Janzer VJ, Edwards RW (1977): Methods for determination of radioactive substances in water and fluvial sediments. *In*: *Techniques of Water Resources Investigations of the US Geological Survey.* US Government Printing Office.Washington.DC. chapter A5: 79-81.

Tiffanie Cave (2011) : Fonctionnement hydrodynamique du bassin tertiaire duBas-Dauphiné entre la Drôme et la Varèze (Drôme et Isère, Sud-Est de la France) : Etude géochimique et isotopique. Thése de Doctorat université d'Avignon et des pays des Vaucluses, 213 pp et annexes.

Tiri A, Lahbari N, Boudoukha A (2014): Hydrochemical characterization of surface water in the Timgad watershed, East Algeria, Desalin. Water Treatise, 1-10, DOI 10.1080 /19443994.2014.972983.

Todd DK and Mays LW (2005): Groundwater Hydrology, 3rd edition. John Wiley and Sons Inc. pp.652.

Tomas RA, J R Holton and P.J. Webster (1999): The influence of cross-equatorial pressure gradient on the location of near-equatorial convection. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc*., **125**, 1107-1127.

Touaïbia B, Ineglez S, Ould Amara A (2006) : Couplage d'une ACP et d'une approche geostatistique pour l'elaboration de carte pluviometrique du centre de l'algerie du Nord. Rev.sci : Eau 19(3) :213-219.

Toupet C, Laclavere G, & Monod T (1977) : Atlas de la republique islamique de Mauritanie (Vol. 3). Jeune Afrique.

Tourrand JF (1993) : L'élevage dans la révolution agricole au Waalo. Ruptures et continuités, Maison-Alfort, Université de Paris XII, Thèse de doctorat d'État ès sciences.

Tourrand JF et Landais E (1994) : Aménagements hydrauliques et développement : stratégies paysannes d'adaptation dans le delta du fleuve Sénégal (1984-1991), Natures-Sciences-Sociétés, (2), 3, 212-228.

Touzi S (1988) : Formalisation des échanges fleuve-nappe en présence de zones d'inondation, cas de la régularisation des crues du fleuve Sénégal. DEA Sciences de l'Eau dans l'Environnement Continental. ORSTOM, ENGREF, Dakar, Sénégal, pp. 101.

Trabelsi R, Zairi M, Dhia BH (2007): Groundwater salinization of the Sfax super*fi*cial aquifer, Tunisia Hydrogeology Journal (2007) 15: 1341–1355.

Travi Y, Gac JY, Fontes JC, Fritz B (1987) : Reconnaissance chimique et isotopique des eaux de pluies du Sénégal. Géodynamique 2 (1) : 43 – 53.

Travi Y, Lavabre J, Blavoux B, Martin C (1994) : Traçage chimique et isotopique (Cl^-, ^{18}O) d'une crue d'automne sur un petit bassin versant Méditerranéen incendié. Hydrological Sciences Journal, 1994, 39(6) : 605-619.

Travi Y, Mudry J (1997) : Méthode pour l'évaluation et la gestion du risque nitrate dans les aquifères de socle de la zone sahélienne d'Afrique de l'Ouest. Journal hydrogéologie, n°1, 13-21.

Trénous JY, Michel P (1971) : « Étude de la structure du dôme de Guiers (Sénégal Nord Occidental) » *Bull. Soc. Géol. France, Paris 7, XIII*, (*1-2), 133-139, 6 fig.*

Tricart J (1954) : Influence des sols salés sur la déflation éolienne en basse Mauritanie et dans le delta du Sénégal. Ser. Geom. Dyn. tom.5. n°3. 124-132.

Tricart J (1961) : Notice explicative de la carte géomorphologique du delta du Sénégal. Paris mémoire BRGM. n°8. 137.3 cartes en couleurs au 1/100000.

Uhlman K (1991) : The geochemistry of boron in a landfill monitoring program. Ground Water Monit Rev 1991; 11:139_143.

Vega M, Pardo R, Barrado E, Deban L (1998): Assessment of seasonal and polluting effects on the quality of river water by exploratory data analysis. Water Res. 32, 3581–3592.

Vengosh et al., (2002a) : A multi isotopes (B, Br, O, O, H, C) and age dating (3H-3He, 14C) study of groundwater from Salinas Valley, a;ifornia Hydrochemistry, dynamics and contaminarion processes, Water Resour, Res 38 (9), 1-17.

Vengosh A, Pankratov I (1998): Chloride_bromide and chloride_fluoride ratios of domestic sewage effluents and associated contaminated ground water. Ground Water 1998; 36:815_824.

Venghosh A and Rosenthal A (1994): Saline groundwater in Israel: Its bearing on the water crisis in the country. J. Hydrol. 156, 389-430.

Venghosh A and Keren R (1996): Chemical modifications of groundwater contamined by recharge of sewage effluents and associated groundwater. Ground Water 36, 815-824.

Venghosh A (2003): Salinization ans saline environments, Chp 9.09 Treatise on Geochemistry volume 9, Environmental geochemistry, Volume editor Barbara Sherwood Lollar, HD Holland executive Editors KK Turekian.

Wade S, Rudant JP (2001) : CORUS (COopération pour la Recherche Universitaire et Scientifique), GESCAN (GEStion des Catastrophes Naturelles par télédétection et SIG), application à l'étude hydrologique du fleuve Sénégal et à la gestion des risques d'inondation de la ville de Saint-Louis, Marne La Vallée, 94 pages.

Watt RJ and Teel AL (2003): Groundwater and air contamination: risk, toxicity, exposure assessment, policy and regulation, pp. 1-16. In Environmental Geochemistry (ed BS Lollar) Vol 9 Treatise on Geochemistry (eds HD Holland and KK TUrekian) Elsevier –Pergamon, Oxford.

Whittemore DO (1995): Geochemical differentiation of oil and gas brine from other saltwater sources contamination water resources: case studies from Kansas and Oklahoma. Environ Geosci 1995; 2Ž1:15_31

Word JH (1963): Hierarchical grouping to optimize an objective function. Journal of the American statistical association. 69, 236-244.

Yin L, Hou G, Su XS, Wang D, Dong J, Hao Y, Wang X (2011): Isotopes (D and 18O) in precipitation, groundwater and surface water in the ordos plateau, China: Implication with respect to groundwater recharge and circulation, Hydrogeology journal (19): 429-443.

Yidana SM (2010): Groundwater classification using multivariate statistical methods: Southern Ghana. Journal of African Earth Sciences. 57 (5), 455-469.

Yui M, Sasamoto H, Arthur R (2004): Geostatistical and geochemical classification of groundwaters considered in safety assessment of a deep geologic repository for high-level radioactive wastes in Japan. Geochem. J. 38, 33–42.

You CF, Gieskes JM, Lee T, Yui TF and Chen HW (2004): Geochemistry of mud volcano fluids in the Taiwan accretionary prism. Appl. Geochem. 19, 695–707.

Yurtsever Y, Payne M (1979): Application of environmental isotope to groundwater investigation In Qatar. Proceedings of an international symposium on Isotope hydrology, IAEA, 1978, vol.2, 465-490.

Zghibi A, Merzougui A, Zouhri L, Tarhouni J (2014): Understanding groundwater chemistry using multivariate statistics techniques to the study of contamination in the Korba unconfined aquifer system of Cap-Bon (North-east of Tunisia). Journal of African Earth Sciences. 89, 1-15.

Zimmermann U, Ehhlat D, and Munnich KW (1967): Soil-water movement and evaportation changes in the isotopic composition of the water, In: Proceeding of the symposium of isotopes in Hydrology, Vienna, 1966, IAEA, Vienna, Austria, 567-584.

ANNEXES

Résultats des analyses des éléments en traces dans les eaux de surface et souterraines dans le delta en juillet 2012

Designation	NOM	X	Y	pH	Fe	Mn	Cu	Zn	Co	Cr	Cd	Pb
D3	Dagana	445715,5	1826074	6,56	1,3978	0,5039	0,0247	0,0591	0,1849	0,2153	0,0098	0,0980
D4	NdiarP	453450	1831028	7,6	1,7911	0,1167	0,0456	0,0013	0,1038	0,1459	0,0304	0,0806
D8	Mbilor	440215,1	1822978	6,83	0,0134	0,0323	0,0268	0,0123	0,2283	0,0486	0,0134	0,1113
D10	Kmbay	436557,4	1821884	6,36	1,0105	0,1765	0,0252	0,0064	0,0436	0,0332	0,013	0,0918
D12	GA119	390313,1	1806930	6,48	0,2983	0,1099	0,0164	0,1216	0,1547	0,2338	0,0011	0,0848
D13	Ndombo	425505,2	1817636	7,03	0,2983	0,1612	0,0195	0,0148	0,1109	0,1189	0,0394	0,1321
D14	Thiago	423109,1	1813257	6,06	0,3799	0,3692	0,0096	0,0086	0,1191	0,1142	0,0008	0,1147
D15	TSalam	418028,8	1805199	7,52	0,2567	0,02	0,0206	0,0034	0,1847	0,2284	0,0112	0,0750
D16	Foss	409634	1786412	7,22	0,046	0,0498	0,0002	0,0031	0,1552	0,1219	0,0004	0,0918
D20	Nguent	372916,4	1787843	3,34	34,4	0,2958	0,0011	0,0311	0,1552	0,0988	0,0106	0,1161
D21	Tiadem	373796,3	1784733	2,97	43,67	1,0509	0,0305	0,1386	0,2420	0,3045	0,0186	0,1161
D28	GA001	357449,5	1791030	6,62	3,3373	1,0335	0,0153	0,4185	0,2365	0,2454	0,0288	0,1126
D29	Alous 2	364402,6	1790079	7,01	1,3385	0,1049	0,0159	0,0024	0,0504	0,1459	0,0116	0,0625
D30	GA004	358743,3	1788992	6,84	1,2	1,2585	0,0299	0,0732	0,0593	0,1266	0,038	0,1008
D34	Gueumb	342511,9	1762174	7,72	12,6945	0,1269	0,0174	0,002	0,1324	0,2261	0,0016	0,1175
D1	Gant	347641,4	1757287	4,7	0,2092	1,2174	0,0372	0,0983	0,0902	0,2115	0,0091	0,1474
D2	Ricott	340979,1	1754101	7,2	0,4274	0,0984	0,0445	0,011	0,1417	0,1821	0,0009	0,0716
D6	Merry	452655,7	1825343	6,6	0,046	0,0756	0,0065	0,001	0,1237	0,125		0,0716
D7	Obogg	452302,4	1814702	6,8	0,2345	0,0527	0,0018	0,0141	0,1799	0,1258	0,0048	0,1021
D9	KDD	441251,5	1816269	6,95	0,3873	0,0811	0,0049	0,0007	0,1490	0,2246	0,0004	0,0835
D11	JDieri	431637,1	1820428	7,2	1,8475	0,2281	0,0221	0,0991	0,0573	0,033	0,0249	0,0980
D22	Diamar	369922,1	1776941	5,3	0,2493	0,2218	0,0004	0,0107	0,1247	0,1165	0,0114	0,1113
D23	Takhm	365572,7	1772001	7,06	0,3606	0,1167		0,0041	0,1490	0,1389	0,0265	0,0966
D24	Ndalak	352970,6	1766954	7,99	0,1855	0,0125	0,0075	0,004	0,1335	0,1605	0,0337	0,1342
D25	MbakP	353419,3	1779413	6,31	0,0564	0,1243		0,008	0,1615	0,1752	0,0003	0,0974
D27	Lamps	356436,3	1781625	5,73	0,1306	0,5137	0,0065	0,0228	0,2007	0,1389	0,0005	0,1273
D5	NdiarF	453618,1	1830556	7,5	0,8176	0,0294	0,0242	0,0107	0,1206	0,1243		0,0696
D17	KMS	398940,6	1762385	7,76	1,0595	0,0102	0,001	0,0025	0,1970	0,1088	0,0014	0,0716
D18	Gnith	403486,9	1790108	8,12	1,5062	0,0506	0,0002	0,0019	0,2337	0,108	0,0026	0,0820
D19	Nietty	405571,5	1807734	6,7	0,8621	0,0739	0,0008	0,0028	0,1013	0,0756	0,0108	0,1049
D25	MbakF	353419,3	1779413	6,31	0,0564	0,1243		0,008	0,1615	0,1752	0,0003	0,0974
D31	Djeus	360425	1786557	6,8	1,3889	0,0061		0,0013	0,1366	0,1513	0,0134	0,1084
D32	Damont	348833,7	1793207	7,51	0,506	0,0261	0,0153	0,0022	0,1084	0,1567	0,0265	0,1015
D33	Daval	348567,6	1793227	7,6	0,555	0,0299	0,006	0,0017	0,1299	0,0034	0,0228	0,0911

Résultats des analyses des éléments en traces dans les eaux de surface et souterraines dans le delta en Novembre-décembre 2013

Designation	NOM	pH	Fe	Mn	Zn	Pb	Cd	Cr	Co	Cu
D3	Dagana	7,5	0,1908		0,0416	0,0126	0,1711	0,0618	0,032188	0,0394
D4	NdiarP	7,7	0,945	0,1682	0,0013	0,1175	0,1137	0,0751	0,039115	0,0437
D8	Mbilor	7,4	2,3811	0,0845	0,1002	0,0558	0,0603	0,0322	0,016771	0,0414
D10	Kmbay	6,8	0,418	0,0108		0,0126	0,0986	0,0005	0,0525	0,0412
D12	GA119	6,8	0,9683	0,561	0,4462	0,0167	0,0806	0,1125	0,13	0,0377
D13	Ndombo	7,2	0,3178	0,154		0,0455	0,0527	0,0075	0,0609	0,0412
D14	Thiago	6,1	0,4591	0,0089		0,0702	0,0879	0,0159	0,0508	0,0416
D15	TSalam	7,7	1,042	0,2377	0,048	0,0743	0,1076	0,1113	0,0942	0,0343
D16	Foss	7,7	2,002	0,2043	0,0009	0,0558	0,0565	0,0201	0,0611	0,0289
D20	Nguent	5,3	0,8765	0,0589	0,0462	0,1257	0,0589	0,0062	0,0957	0,0242
D21	Tiadem	3,1	18,819	1,6217	0,6988	0,0476	0,1323	0,1053	0,2021	0,0579
D28	GA001	6,9	2,1452	0,4389		0,0044	0,0306	0,0781	0,13	0,0242
D29	Alous 2	6,7	3,1577	0,3665		0,0743	0,0425	0,0835	0,1083	0,0112
D30	GA004	7,3	4,81	0,8612		0,0328	0,0739	0,1027	0,1821	0,0112
D34	Gueumb	8	0,2096	0,142		0,0311	0,0655	0,0914	0,1294	0,0126
D1	Gant	5,4	2,623	1,4387	0,1659	0,136	0,1231	0,0521	0,027135	0,0464
D2	Ricott	7,4	0,4216	0,0314	0,0877	0,0394	0,2403	0,0322	0,016771	0,04
D6	Merry	7	0,8876	0,3823	0,0349	0,062	0,0786	0,0606	0,031563	0,0413
D7	Obogg	7	0,324		0,0292	0,1052	0,0364	0,0437	0,02276	0,0439
D9	KDD	6,8	0,4809	0,0576		0,0394	0,0177	0,0938	0,153	0,023
D11	JDieri	7,4	0,1542	0,0827		0,1072	0,0414	0,028	0,0633	0,034
D22	Diamar	5,9	0,3792	0,1489	0,065	0,0682	0,0604	0,0038	0,1275	0,0193
D23	Takhm	7,7	0,9612	0,2507		0,0764	0,0021	0,0087	0,101	0,0208
D24	Ndalak	7,8	0,4172	0,4002	0,0718	0,1257	0,0301		0,0985	0,0181
D25	MbakP	6,9	0,1831	0,1244	0,0906	0,1587	0,0517		0,1428	0,0262
D27	Lamps	6,5	0,383	0,6531	0,0626	0,1648	0,0308	0,0401	0,1522	0,0178
D5	NdiarF	8,1	1,2241	0,0705	0,0409	0,0661	0,0827	0,0123	0,006406	0,0371
D17	KMS	8,4	0,7323	0,0311		0,0846	0,0307	0,002	0,0904	0,0119
D18	Gnith	6,8	1,41	0,2685		0,099	0,0425	0,0171	0,0785	0,0146
D19	Nietty	6,9	0,8606	0,0197	0,0154	0,0352	0,0195	0,001	0,1056	0,0115
D26	MbakF	7,1	0,7956	0,1986	0,0579	0,1689	0,0532	0,0026	0,1379	0,0235
D31	Djeus	7,7	1,1894	0,0702		0,0661	0,0741	0,0835	0,0412	0,0100
D32	Damont	7,5	2,2956	0,1237		0,0332	0,0692	0,0745	0,0338	0,0110
D33	Daval	7,6	3,1664	0,1484	0,0271	0,0648	0,1087	0,0847	0,1551	0,0078

Résultats des analyses chimiques dans les eaux de surface et souterraines dans le delta en Novembre-décembre 2005

Libelle	Nom	T°C	pH	c25°C	Na	K	Ca	Mg	HCO_3	SO_4	Cl	NO_3	Br	SiO_2
D3	Dagana Pts	28.4	6.72	1277	160,98	7,02	62,17	21,71	85,4	109,7	264,04	55,56	0	86,45
D4	Ndiarème Pts	29.5	7.81	207	33,01	2,34	4,43	4,42	122	3,23	3,02	0,8	0	24,16
D8	Mbilor Pts	28.6	7.34	574	59,55	11,29	26,23	17,13	158,6	37,14	65,61	1,39	0	80,52
D10	Keur Mbaye	28.2	7.32	177.5	11,76	2,93	9,65	8,01	61	17,38	9,89	0,6	0	38,22
D13	Ndombo Pts	28.1	7.00	471	10,26	1,48	65,15	10,49	250,1	2,24	6,72	0	0	45,95
D14	Ndiago puits	28.9	5.79	110.5	10,84	5,48	3,8	3,35	18,3	21,62	7,6	0	0	37,55
D15	Temeye Salam	27.6	7.15	11400	1312,61	512,24	404,62	179,9	231,8	1311,36	2054,24	883,46	6,08	17,47
D20	Nguenth Ndiaye	24.5	4.03	1762	215,05	42,32	46,56	45,06	12,2	335,47	346,98	0	0	13,4
D21	Tiadem	26	6.4	402	24,83	18,22	26,61	13,7	128,1	51,06	27,93	5,24	0	91,35
D34	Guembeul	21.5	7.83	4540	736,2	60,46	125,22	53,02	396,5	94,21	1242,24	0	4,87	15,63
D110	Savoigne Pts	26.2	7,37	2010	209,06	25,23	87,74	61,81	414,8	179,71	301,28	0,85	0,56	
D111	Mbiolr Pz	31.2	7.24	2710	505,64	32,21	46,84	32,67	396,5	5,21	725,24	0	1,86	
D112	GA 124	32.9	6.6	60100	9464,62	126,53	740,89	1700,54	280,6	3664,48	18205,79	0	86,61	
D12	GA 119	32.8	7.07	32000	5240,12	72,39	562,68	584,12	512,4	942,54	9860,46	0	40,26	16,45
D28	GA 001	26	6.46	46800	7824,55	208,3	522,3	711,34	183	1870,75	13896,28	0	64,76	22,86
D29	El Qouss	25.6	7.1	12030	1458,22	98	470,38	200,58	134,2	303,57	3388,74	9,41	11,76	27,19
D30	GA 004	30.2	6.44	87300	12420,04	532,56	1024,72	2724,58	488	7105,67	23664,54	0	144,13	43,5
D1	Gantour	27.1	7.27	816	54,59	10,07	57,13	24,76	24,4	16,79	234,66	28,99	0	19,44
D2	Ricott	25.7	7.95	2480	301,6	27,16	145,81	26,41	189,1	171,41	580,77	45,84	1,02	27,14
D9	Keur D.Diam	31.6	7.38	11830	1543,12	28,85	405,26	188,77	250,1	425,93	3236,77	13,14	12,02	70,95
D23	Takhembeut	28.4	8.68	4370	719,01	6,38	151,02	36,96	292,8	39,43	1289,15	16,22	3,48	44,72
D24	Ndialakhar	27.5	8.37	416	33,77	9,73	30,68	10,76	61	9,17	90,82	19,84	0	33,76
D25	MBakhana Pts	25.4	6.61	897	114,89	12,43	29,9	20,81	73,2	19,05	215,03	49,81	0	19,73
D27	Lampsar Pts	27.7	6.35	794	75,3	13,23	50,12	15,07	18,3	11,55	160,02	134,28	0	17,81
D5	Ndiarème fl	24.4	7.87	53.4	2,59	2,17	4,08	2,85	30,5	0,53	0,98	0	0	14,49
D17	K Momar Sarr	23.5	8.28	476	37,25	10,1	30,01	15,42	176,9	11,1	55,24	0	0	16,65
D18	Gnith	24.1	7.94	210	20,15	5,18	11,74	7,56	91,5	7,14	18,3	1,63	0	7,31
D19	Nietty Yone	23.4	7.68	228	18,04	2,65	12,14	10,5	85,4	5	27,57	0,4	0	13,65
D26	Mbakhana fl	23.5	6.83	90.8	5,98	2,88	9,17	4,12	48,8	1,96	7,45	0	0	4,44
D31	Djeuss	23.4	6.72	419	51,9	5,89	15,34	12,95	103,7	3,49	85,18	0	0	11,61
D32	Diama Amont	25.8	7.77	96.7	6,59	3,03	9,64	5,24	48,8	2,55	8,9	0,63	0	17,06
D33	Diama Aval	23.5	6.9	9500	1498,25	78,41	112,77	236,77	67,1	394,3	2889,35	0	10,32	14,79

Résultats des analyses chimiques et isotopiques des eaux de surface et souterraines dans le delta en juillet 2005

Libelle	Nom	T°C	pH	c25°C	Na	K	Ca	Mg	HCO_3	SO_4	Cl	NO_3	^{18}O	^{2}H	SiO_2	^{3}H
D110	Savoigne puits	30,20	7,30	3430,00	507,27	40,22	117,60	36,56	445,30	177,60	762,26	0,00	-1,07	-14,1		3,5
D3	Dagana puits	30,50	6,20	1110,00	125,53	6,25	60,96	8,50	82,35	33,61	228,50	65,42	-1,66	-17,9	94,52	3,9
D4	Ndiarém puits	30,50	6,90	190,00	37,49	2,38	3,52	0,36	106,70	0,37	6,13	0,24	-2,27	-21,4	15,02	3,5
D8	Mbilor puits	31,00	6,60	530,00	67,48	6,30	25,44	4,89	161,65	22,55	64,64	3,01	-0,59	-11,7	45,34	3,3
D10	Keur Mbaye	31,70	6,70	200,00	19,53	2,11	14,96	2,79	67,10	16,13	16,04	0,94	-1,43	-17,2	49,61	3,6
D13	Ndombo	29,80	7,10	470,00	18,74	4,61	59,20	15,79	314,15	1	6,71	2,13	-1,67	-18,0	72,69	3,7
D14	Ntiago	31,00	5,30	110,00	13,76	5,24	4,48	0,97	27,45	18,15	7,58	92	-1,45	-16,8	66,41	3,7
D15	Téméye Salam	31,20	7,10	7010,00	1009,55	421,13	251,24	97,20	265,35	451,4	1613,34	874,4	-1,08	-14,8	69,60	3,2
D25	Mbakhana puits	28,30	6,10	890,00	71,23	19,56	31,68	36,32	88,45	18,05	184,43	82,26	-1,09	-14,5	25,74	5,2
D34	Gueumbeul	34,6	8,6	5900,0	1106,70	62,5	89,680	44,0	216,6	138,8	1830,7	23,31	-2,29	-22,1	16,70	2,9
D29	El Quouss	29,00	7,30	10580,00	1062,50	141,15	782,00	145,80	106,75	148,75	3454,42	65,9	-3,42	-29,5	20,10	6,4
D1	Gantour	30,1	6,2	700,0	56,28	9,1	40,160	15,6	24,4	12,04	168,59	41,2	-4,43	-33,8	26,37	1,4
D2	Ricott	28,6	7,4	1800,0	201,08	27,6	141,400	12,1	195,2	56,02	397,45	86,6	-5,00	-34,6	20,48	2,8
D9	Keur demba diam	31,70	7,02	10350,00	1740,24	62,50	356,00	85,05	295,85	554,00	3011,23	10,50	-3,37	-26,1	95,73	0,7
D23	Takhembeut	29,4	7,8	7000,0	1018,50	50,1	321,580	72,9	320,3	87,6	2160,02	21,91	-5,01	-38,3	62,76	2,6
D24	Nialakhar	29,7	9,5	400,0	40,62	8,9	30,960	2,5	21,4	9,08	64,14	65,32	-4,86	-35,4	22,91	1,8
D20	Nguenth	31,70	3,40	3080,00	481,18	35,54	28,22	68,80	0,00	162,9	784,63	0,78	-4,72	-32,6	79,41	2,3
D21	Tiadem	30,40	6,70	460,00	56,25	14,76	22,08	3,65	128,10	40,59	38,19	5,68	-2,90	-25,1	81,92	2,3
D27	Lampsar puits	29,10	6,24	790,00	69,11	12,22	49,76	20,65	18,30	8,51	164,61	160,3	-4,77	-36,5	18,57	0,9
D5	Ndiarém fleuve	29,10	6,70	50,00	2,52	0,98	3,28	4,00	30,50	0,01	4,21	0,31	-1,53	-15,8	13,63	3,9
D17	KM Sarr	29,60	7,40	390,00	41,12	7,51	22,40	12,18	167,75	9,92	46,31	0,48	6,04	25,2	24,95	3,3
D18	Gnith	28,90	8,50	220,00	21,05	4,54	13,92	18,47	161,65	7,22	22,63	0,37	3,27	9,0	22,34	3,6
D19	Nietti yone	29,70	7,10	240,00	19,81	6,61	12,00	4,86	73,20	4,58	28,41	0,22	1,77	0,1	15,44	4,0
D26	Mbakhana fleuve	30,70	6,90	80,00	7,15	1,53	5,60	4,86	48,80	0,19	9,45	1,16	0,31	-8,7	11,63	4,0
D31	Djeuss	31,40	6,60	650,00	78,08	13,16	15,84	15,79	106,75	20,90	133,70	7,42	1,94	4,2	12,56	3,6
D32	Diama amont	28,70	6,80	80,00	7,57	1,21	6,08	0,61	42,70	0,02	1,03	0,28	-0,84	-12,7	6,76	3,9

D33	Diama aval	31,20	7,70	9900,00	2131,16	72,08	15,35	72,16	64,05	270,25	3336,45	1,72	-0,43	-8,1	14,34	3,4