

UNIVERSITE CHEIKH ANTA DIOP DAKAR
FACULTE DES SCIENCES ET TECHNIQUES
DEPARTEMENT DE GEOLOGIE



THESE DE DOCTORAT D'ETAT

Pour l'obtention du titre de Docteur ès Sciences Naturelles

Présentée par

Fatou Diop NGOM

**VARIABILITE CLIMATIQUE AU SENEGAL ET EVOLUTION
DES RESSOURCES EN EAU DANS LE DELTA DU FLEUVE
SENEGAL SOUS INFLUENCE ANTHROPIQUE.**

Soutenue publiquement le 07 Décembre 2013 devant le jury :

Pr Ousseynou DIA	Président	UCAD
Dr Raymond MALOU	Directeur	UCAD
Pr Marc LEBLANC	Co-Directeur	JCU/IRD Montpellier
Dr Jean Luc SAOS	Rapporteur	IRD Montpellier
Pr Elhadji SOW	Rapporteur	UCAD
Pr Cheikh Bécaye GAYE	Examineur	UCAD
Pr Raphaël SARR	Examineur	UCAD

Année académique 2012-2013

Table des matières

<i>Table des matières</i>	2
<i>Table des figures</i>	6
INTRODUCTION	10
CHAPITRE I : LE CONTEXTE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE	14
I-1 Le cadre géologique	14
I-1-1- Le socle	14
I-1-2 Le bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien	15
I-1-2-1 La tectonique	16
I-1-2-2 La Litho-stratigraphie	17
I-2 Le contexte hydrogéologique.....	22
I-2-1 La nappe campano-maastrichtienne	24
I-2-2 Le complexe intermédiaire	26
I-2-2-1 La nappe Paléocène	26
I-2-2-2 La nappe Eocène.....	26
I-2-3 Les aquifères superficiels	26
I-2-3-1 Les nappes de la Formation du Saloum	27
I-2-3-2 Les aquifères quaternaires	27
CHAPITRE II : LE CONTEXTE CLIMATIQUE	29
II-1 Les mécanismes généraux du climat	29
II-2 Le régime des vents	30
II-3-1 Le domaine soudanien	36
II-3-1-1 le domaine sud-soudanien	36
II-3-1-2 Le domaine nord soudanien.....	38
II-3-2 Le domaine sahélien.....	39
II-3-2-1 Le domaine sud sahélien	39
II-3-2-2 Le domaine nord sahélien	41
II-4 Conclusion.....	42
CHAPITRE III : EVOLUTION DE LA PLUVIOMETRIE ANNUELLE	43
III-1 Variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie.....	43
III-1-1 Les données de l'étude.....	43
III-1-2 Analyse de la pluviométrie	45
III-1-2-1 Le domaine sud-soudanien.....	45
III-1-2-2 Le domaine nord soudanien	47
III-1-2-3 Le domaine sud-sahélien.....	49
III-1-2-4 Le domaine nord-sahélien	51
III-2 Tendances pluviométriques dans les différents domaines climatiques	53
III-2-1 Présentation des méthodes	54
III-2-1-1 Le test de Pettitt.....	54
III-2-1-2 Le test U de Buishand	55

III-2-1-3 La méthode bayésienne de Lee et Héghinian	56
III-2-1-4 La segmentation de Hubert	57
III-2-2 Application des méthodes de détection de rupture	58
III-2-2-1 Le domaine sud soudanien	59
III-2-2-2 Le domaine nord soudanien	60
III-2-2-3 Le domaine sud sahélien	61
III-2-2-4 Le domaine nord sahélien	62
III-2-3 Interprétation des résultats	62
III-2-4 Conclusion	65
CHAPITRE IV : IMPACT DE L'EVOLUTION PLUVIOMETRIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAU	67
IV-1 Les écoulements de surface.....	67
IV-1-1 La Casamance.....	68
IV-1-2 La Gambie	69
IV-1-3 Le Sine et le Saloum.....	69
IV-1-4 Le fleuve Sénégal	70
IV-1-4-1 Contexte hydrologique.....	70
IV-1-4-2 Evolution du régime du fleuve Sénégal à Bakel	72
IV-1-5 Conclusion.....	77
IV-2 Les nappes superficielles	77
IV-2-1 Evolution de la recharge dans la zone soudanienne.....	78
IV-2-1-1 Evolution de la nappe phréatique dans le bassin de Baïla.....	78
IV-2-1-2 Evolution de la nappe dans le bassin de la Néma	82
IV-2-2 Evolution de la nappe dans la zone sahélienne	86
IV-3 Conclusion.....	89
CHAPITRE V : LE CADRE DE L'ETUDE	92
V-1 Le contexte socio-économique	93
V-2 Le cadre physique.....	95
V-2-1 Les paramètres hydro- climatologiques	95
V-2-1-1 Les vents	95
V-2-1-2 Les températures	97
V-2-1-3 L'Insolation	98
V-2-1-4 L'humidité relative.....	98
V-2-1-5 L'évaporation et l'évapotranspiration	99
V-2-2 Le réseau hydrographique.....	101
V-3 Le contexte paléo-hydrologique	103
V-3-1 Le Quaternaire ancien et moyen	103
V-3-2 Le Quaternaire récent.....	104
V-4 Géologie, géomorphologie et hydrogéologie	108
V-4-1 La géologie	108
V-4-2 La géomorphologie	109
V-4-3 L'hydrogéologie	110
IV-3-1 Le réservoir profond.....	110
IV-3-2 Le réservoir intermédiaire	111

V-4-3-2 Le réservoir superficiel	111
V-5 Sols et végétation	113
V-5-1 Les sols	113
V-5-2 La végétation	116
V-6 Conclusion	117
CHAPITRE VI : IMPACTS DES ACTIONS ANTHROPIQUES SUR LES RESSOURCES EN EAU	119
VI-1 Evolution des ressources en eau de surface.....	119
VI-1-1 Evolution de la côte du fleuve à Dagana	119
VI-1-2 L'évolution du plan d'eau en amont du barrage de Diama	121
VI-1-3 Evolution de la cote sur quelques axes hydrauliques dans le delta	124
VI-1-4 Conclusion	125
VI-2 Evolution des aménagements agricoles	126
VI-2-1 Les données et les outils de l'étude	127
VI-2-1-1 Sources de données	127
VI-2-1-2 Les outils.....	127
VI-2-2 Cartographie de l'évolution des surfaces aménagées	128
VI-2-2-1 Etat des périmètres cultivés en 1979.....	129
VI-2-2-2 Etat des périmètres en octobre 1989	129
VI-2-2-3 Etat des périmètres en 1999.....	133
VI-2-2-4 Etat des périmètres en 2009	134
VI-2-2-5- Conclusion	137
VI-2-3 Evolution des sols sous intensification agricole	138
VI-2-3-1 Le protocole expérimental	139
VI-2-3-2 Résultats et discussions.....	140
VI-2-3-3 Conclusion	148
VI-3 Impact de l'évolution hydrologique sur la nappe alluviale.....	149
VI-3-1 Suivi des piézomètres	149
VI-3-2 Evolution de la nappe de l'Inchirien	152
VI-3-3 Evolution de la nappe du Nouakchottien	153
VI-3-4 Relation eau de surface/eau souterraine.....	154
VI-3-4-1 Les relations cours d'eau/nappe	154
VI-3-4-2 Relation irrigation-fluctuations du niveau piézométrique.....	157
VI-3-5 Fluctuations piézométriques journalières et relations entre nappes.....	161
VI-3-6 Conclusion	163
VI-4 Hydrogéochimie	164
VI-4-1 Critique de données	164
VI-4-2 Les paramètres physico-chimiques.....	166
VI-4-2-1 La conductivité	166
VI-4-2-2 Le pH	169
VI-4-2-3 Le Sodium Adsorption Ratio (SAR).....	170
VI-4-2-4 Statistique des ions majeurs.....	171
VI-4-3 Identification des faciès chimiques.....	172
VI-4-3-1 Les eaux de surface	172

VI-4-3-2 Les eaux souterraines.....	174
VI-4-4 Analyse en composante principale	176
VI-4-5 Origine de la minéralisation	179
VI-4-6 Conclusion.....	186
CONCLUSION.....	187

Table des figures

Figure 1: Carte géologique simplifiée du bassin du Sénégal (Nahon 1976, in Bellion, 1987)	15
Figure 2: Coupe schématique du bassin du Sénégal (Spengler et a in Bellion 1987)	17
Figure 3: Carte hydrogéologique schématique du Sénégal (Travi, 1988 ; in Faye 1994)	23
Figure 4 : Limite d'extension de la zone de convergence intertropicale (Viaut, 1964)	30
Figure 5 : Zones de temps en fonction de la position par rapport au FIT (Casenave et Valentin, 1989)	31
Figure 6 : les zones climatiques du Sénégal (Malou, 2004)	33
Figure 7 : Diagramme ombrothermique du domaine sud soudanien (1981-2010)	36
Figure 8 : Diagramme ombrothermique du domaine nord soudanien	38
Figure 9 : Diagramme ombrothermique du domaine sud sahélien	40
Figure 10 : Diagramme ombrothermique du domaine nord sahélien	41
Figure 11 : Localisation des stations pluviométriques et des ouvrages piézométriques	44
Figure 12 : Evolution des écarts à la moyenne des précipitations à Ziguinchor de 1931 à 2010	46
Figure 13 : Evolution des écarts à la moyenne des précipitations à Kédougou de 1931 à 2010	47
Figure 14 : Evolution des écarts à la moyenne des précipitations dans la zone nord soudanienne (1930-2010)	48
Figure 15 : Evolution des écarts à la moyenne des précipitations dans la zone sud sahélienne (1931- 2010)	50
Figure 16 : Evolution des écarts à la moyenne des précipitations dans la zone nord sahélienne (1931- 2010)	52
Figure 17 : Ellipse de Bois de Ziguinchor et Kédougou	59
Figure 18 : Ellipse de Bois de Nioro et de Tambacounda	60
Figure 19 : Ellipse de Bois de Dakar et Linguère	61
Figure 20 : Ellipse de Bois Saint Louis et Podor	62
Figure 21 : Migration des isohyètes de la période 1931-1967 par rapport à la période 1968-2010	64
Figure 22 : Migration des isohyètes entre les périodes 1931-67, 1968-98 et 1999-2010	65
Figure 23 : Le bassin du fleuve Sénégal	71
Figure 24 : Evolution des débits mensuels du fleuve Sénégal à Bakel de 1930 à 2009	74

Figure 25 : Débits maximaux annuels du fleuve Sénégal à Bakel de 1930 à 2009	75
Figure 26 : Ecart moyen et moyenne mobile pondérée des débits maximaux annuels du fleuve Sénégal à Bakel entre 1930 et 2009.....	76
Figure 27 : Hydrogramme du puits de Balandine en zone de basse terrasse (Malou et al. 2008)	80
Figure 28 : fluctuations du niveau de la nappe dans le bassin de Baïla: zone de versant	81
Figure 29 : fluctuations du niveau de la nappe dans le bassin de Baïla : zone de plateau.	81
Figure 30 : Evolution du niveau statique de la nappe dans le puits 26 (zone de basse-terrasse) et de la pluviométrie entre 1994 et 1997.	84
Figure 31 : Evolution du niveau statique de la nappe dans le puits 9 (zone de versant) et de la pluviométrie entre 1993 et 1996.	84
Figure 32 : Evolution du niveau statique de la nappe dans le puits 15 (zone de plateau) et de la pluviométrie	85
Figure 33 : Situation de base des nappes phréatiques dans le littoral Nord sénégalais de 1974 à 2006	88
Figure 34 : Vitesse moyenne mensuelle du vent à Saint-Louis	96
Figure 35 : Evolution de la moyenne mensuelle de la température à Saint-Louis.....	97
Figure 36 : Moyennes mensuelles de l'insolation à Saint-Louis.....	98
Figure 37 : Evolution de la moyenne mensuelle de l'humidité relative à Saint-Louis	99
Figure 38 : Evolution de la moyenne mensuelle de l'évaporation Piche à Saint Louis	99
Figure 39 : Réseau hydrographique du delta du fleuve Sénégal.....	102
Figure 40 : Evolution du delta du fleuve Sénégal depuis la transgression nouakchottienne (Michel 1973).....	106
Figure 41 : Carte géologique du delta (extrait des feuilles de St Louis et de Dagana au 200 000 ^{ième})	108
Figure 42 : Carte géomorphologique du delta du fleuve Sénégal : (image radar SRTM).....	110
Figure 43 : Coupe schématique du système aquifère dans le delta du fleuve Sénégal (OMVS/USAID ; 1990).....	112
Figure 44 : Coupe schématique des sols du delta et de la basse vallée du Sénégal (P. Michel 1973)	115
Figure 45 : Evolution de la cote du fleuve Sénégal à la station de Dagana	121
Figure 46 : Evolution de la cote du plan d'eau et des débits moyens mensuels du fleuve Sénégal à la station de Diama amont.....	123

Figure 47 : Evolution de la cote moyenne mensuelle du plan d'eau au niveau des stations du delta du fleuve Sénégal	125
Figure 48 : Etat des périmètres agricoles au 30/09/1979	131
Figure 49 : Etat des périmètres agricoles au 15/10/1989	132
Figure 50 : Etat de périmètres agricoles au 04/11/1999	135
Figure 51 : Etat des périmètres agricoles au 22/10/2009	136
Figure 52 : relation entre la conductivité électrique et le sodium des extraits aqueux	144
Figure 53 : localisation des piézomètres et des aménagements agricoles	151
Figure 54 : Fluctuations du niveau piézométrique de la nappe de l'Inchirien	152
Figure 55 : Fluctuations du niveau piézométrique de la nappe du Nouakchottien	153
Figure 56 : Relation eau de surface /eau souterraine	155
Figure 57 : Evolution du niveau piézométrique sous influence des cours d'eau	156
Figure 58 : Fluctuations de la nappe mesurées au GA255	159
Figure 59 : Fluctuations de la nappe mesurées au GA69	160
Figure 60 : Fluctuations de la nappe mesurées au GA72	161
Figure 61 : Fluctuations journalières du niveau piézométrique indiquant la relation entre nappes ..	163
Figure 62 : Relations entre cations et anions	165
Figure 63 : Répartition de la conductivité électrique des eaux souterraines	168
Figure 64 : Relation conductivité électrique - Chlorures.....	169
Figure 65 : Diagramme de Wilcox-Riverside des eaux de surface	171
Figure 66 : Diagramme de Piper des eaux de surface	173
Figure 67 : Diagramme de Piper des eaux souterraines	175
Figure 68 : Faciès chimiques des eaux par les rapports Mg^{++}/Na^{+} et SO_4^{--}/Cl^{-}	175
Figure 69 : Projection des variables sur le plan factoriel (1x2)	178
Figure 70 : Projection des individus sur le plan factoriel (1x2) (G1=GA1).....	179
Figure 71 : Rapport entre Na/Cl et échanges ioniques	181
Figure 72 : Relation entre $Na-Cl$ et $(Ca+Mg) - (SO_4 - HCO_3)$	183

Figure 73 : Relations caractéristiques Cl^- - Mg^{++} (a), Cl^- - Ca^{++} (b), Cl^- - SO_4^{--} (c) et $(\text{Na}^+ + \text{k}^+)$ - $(\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--})$ (d) 185

INTRODUCTION

L'évolution des ressources en eau sous les conditions climatiques actuelles et futures, constitue une préoccupation majeure pour la communauté scientifique internationale. En effet, les études basées sur les Modèles de Circulation Générale (MCG), qui sont à nos jours les meilleurs outils pour la simulation des changements climatiques futurs, prévoient un bouleversement global des conditions climatiques. Parmi ces changements, on peut citer une augmentation de la température globale induite par l'augmentation des concentrations des gaz à effet de serre et une évolution des précipitations telle que les régions du globe déjà humides le seront davantage, tout comme les régions sèches. En Afrique sub-saharienne, la sécheresse persistante causée par la baisse de la pluviométrie et la dégradation des écosystèmes naturels renforce la nécessité d'une gestion efficiente et rationnelle de la ressource en eau, en quantité comme en qualité. L'eau et son évolution future constituent un des axes prioritaires de recherche du fait de son impact sur le développement économique (agriculture, élevage, énergie hydro-électrique) et sur le devenir des populations (alimentation en eau potable et santé publique, sécurité alimentaire).

Les variations et les changements modérés des conditions climatiques peuvent être perçus à travers l'analyse des fluctuations interannuelles de la pluviométrie. En effet, la pluviométrie constitue un facteur climatique fondamental dont l'importance se traduit par la disponibilité des ressources en eau, aussi bien de surface que souterraine. Le régime pluviométrique au Sénégal est contrôlé par l'activité météorologique qui met en jeu l'atmosphère, l'océan et le continent.

Le déficit pluviométrique persistant a eu des conséquences néfastes et durables sur les systèmes hydrologiques des basses eaux, liées à l'épuisement des nappes superficielles. En effet, il s'est produit une baisse continue du niveau des nappes phréatiques annulant le soutien de l'écoulement des cours d'eau en période d'étiage. Des études réalisées sur ces aquifères superficiels et leurs relations avec les eaux de surface ont montré : une rupture de l'équilibre hydrodynamique entre les eaux souterraines et les eaux de surface, le tarissement précoce des puits traditionnels captant ces nappes superficielles, (Malou, 1992 et 2004 ; Ngom, 2000 ; Ngom *et al.*, 2002), l'assèchement quasi permanent des bassins amont et l'invasion saline des biefs maritimes sur la quasi-totalité des réseaux hydrographiques. La fossilisation des vallées comme celles du Ferlo, du Sine-Saloum et de la Casamance, constitue un exemple type de cette

déperdition des ressources en eau. Dans un tel contexte, l'approvisionnement en eau potable des populations constitue un des défis majeurs à relever pour un développement durable.

Dans la recherche de solutions aux problèmes que pose le déficit en eau, des politiques hydrauliques ont été définies çà et là mais sans une maîtrise suffisante des différentes ressources en eau, notamment des contraintes auxquelles elles sont soumises, particulièrement dans des milieux fortement anthropiques.

De nos jours, les études sur l'évaluation du changement climatique et de son impact sur les ressources en eau sont essentiellement consacrées aux eaux de surface, négligeant ainsi les eaux souterraines qui jouent cependant un rôle prépondérant dans l'approvisionnement en eau potable. Ceci relève surtout du fait que la composante souterraine de la ressource en eau est assez difficile à évaluer.

L'objectif de ce travail est :

- d'analyser et de mettre en évidence l'impact de la variabilité climatique et des actions anthropiques sur l'évolution des ressources en eau. Cet analyse se fera à travers les variables que sont les précipitations, les débits et les fluctuations spatio-temporelles des niveaux d'eau dans quelques piézomètres captant des aquifères superficiels.

- d'analyser et de mettre en évidence l'impact des actions anthropiques sur l'évolution des ressources en eau et leurs conséquences dans une zone sous forte pression anthropique.

Le présent document comporte trois parties :

1- Une première partie consacrée au contexte générale, dans laquelle nous abordons le cadre géologique, hydrogéologique et climatique. Elle comprend deux chapitres, dont le premier, sous forme de synthèse bibliographique est consacré à la description du cadre géologique et hydrogéologique en général. Le deuxième chapitre consacré au contexte climatique porte sur l'analyse de la répartition de la pluviométrie et des températures au Sénégal suivant un gradient latitudinal.

2- Une deuxième partie destinée à l'analyse de l'impact de la variabilité climatique et sur les ressources en eau au Sénégal. Le premier chapitre traite, d'abord, de l'évolution spatio-temporelle des séries chronologiques de la pluviométrie moyenne annuelle, en utilisant les méthodes statistiques pour la détection des tendances pluviométriques de 1931 à nos jours ; ensuite, il traite la situation hydrologique au niveau de quelques axes hydrauliques du Sénégal, afin de mettre en évidence l'impact de la variabilité climatique sur ces eaux de surface. Le deuxième chapitre est consacré au problème de la recharge des nappes superficielles dont les fluctuations sont directement liées aux facteurs climatiques.

3- Une troisième partie, qui aborde l'impact des actions anthropiques sur l'évolution des ressources en eau dans le delta du fleuve Sénégal. Par ailleurs, nous ferons une analyse hydrogéochimique de la nappe alluviale et de la solution du sol, afin de voir l'impact potentiel de la remontée du niveau de cette nappe sur les sols. En effet, un paragraphe de ce document est consacré à l'étude des sols, dont la dégradation, après quelques années de culture sous irrigation, constitue un frein au développement agricole.

PREMIERE PARTIE : LE CONTEXTE GENERAL

CHAPITRE I : LE CONTEXTE GEOLOGIQUE ET HYDROGEOLOGIQUE

I-1 Le cadre géologique

La géologie du Sénégal est constituée par deux grands ensembles, le socle précambrien et Paléozoïque qui représente la partie Sud-Est et le bassin sédimentaire sénégal-mauritanien qui couvre les $\frac{3}{4}$ du territoire.

I-1-1- Le socle

Le socle est constitué à l'Ouest par la chaîne des Mauritanides qui bordent la partie orientale du bassin sédimentaire et à l'Est par le domaine Birimien. La chaîne des Mauritanides est constituée par des formations précambriennes et paléozoïques déformées métamorphisées lors des orogénèses panafricaine et hercynienne (Théveniaut et *al.*, 2010b), elles constituent une des zones mobiles du craton ouest africain. Elles sont connues par leurs nombreuses occurrences en cuivre et en chrome qui en Mauritanie ont donné d'importants gisements dans la région d'Akjoujt.

Le socle comprend en général des roches ayant subi un léger métamorphisme et appartenant à la zone des micaschistes supérieurs et plus rarement à celle des micaschistes inférieurs (Rochette, 1974). Ce sont des roches métamorphiques d'origine sédimentaire avec des intrusions granitiques (Bassot 1966). La boutonnière de Kédougou– Kéniéba constitue une des zones d'affleurement du socle au Sénégal.

Les formations paléoprotérozoïques de la boutonnière de Kédougou-Kéniéba, plus connues sous le nom de formations birrimiennes sont subdivisées en deux supergroupes séparés par un accident tectonique connu sous le nom de MTZ (Main Transcurrent Zone) (Bassot 1987 ; in Dabo, 2011). Il s'agit du Supergroupe de Mako à l'Ouest et du Supergroupe de Dialé-Daléma au centre et à l'Est (Dioh et *al.*, 1998).

Le socle s'enfonce progressivement vers l'Ouest passant à près de 7000 m à la verticale de Dakar, à 8000 m en Casamance (Castelain, 1965). Il est recouvert en discordance vers le Sud et le Sud-Est par les grès quartziques et les calcaires infracambriens ; à l'ouest par les calcaires et les grès cambro-ordoviciens.

Le Paléozoïque, constitué de dépôts sédimentaires, affleure également dans le Sud Est du Sénégal. Une partie des sédiments primaires a été plissée et légèrement métamorphosée dans

les zones les plus tectonisées. Les pélites sont transformées en schistes sériciteux et les grès quartzites en quarzophyllades. Localement, on y rencontre des intrusions de roches basiques comme les dolérites (Michel, 1973).

I-1-2 Le bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien

Le bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien est le plus occidental et le plus vaste des bassins sédimentaires de la marge atlantique africaine. Il est constitué de terrains méso-cénozoïques et s'est individualisé au Trias et au Lias à la suite de la séparation des plaques africaine et américaine. Il s'étend sur environ 1400 km du Cap Barbas en Mauritanie au Nord à la Guinée Bissau au Sud (Bellion, 1987) (Fig. 1). Le bassin sédimentaire sénégalais, partie intégrante du bassin sénégalo-mauritanien, est constitué à l'Ouest d'une côte basse et sablonneuse qui débouche sur quatre estuaires qui sont du Nord au Sud : les estuaires du Fleuve Sénégal, du Sine Saloum, de la Gambie et de la Casamance. Il est limité au Nord par le fleuve Sénégal, à l'Est et au Sud-Est par la chaîne des Mauritanides, au Sud par le bassin de Bové (Roger *et al.*, 2009).

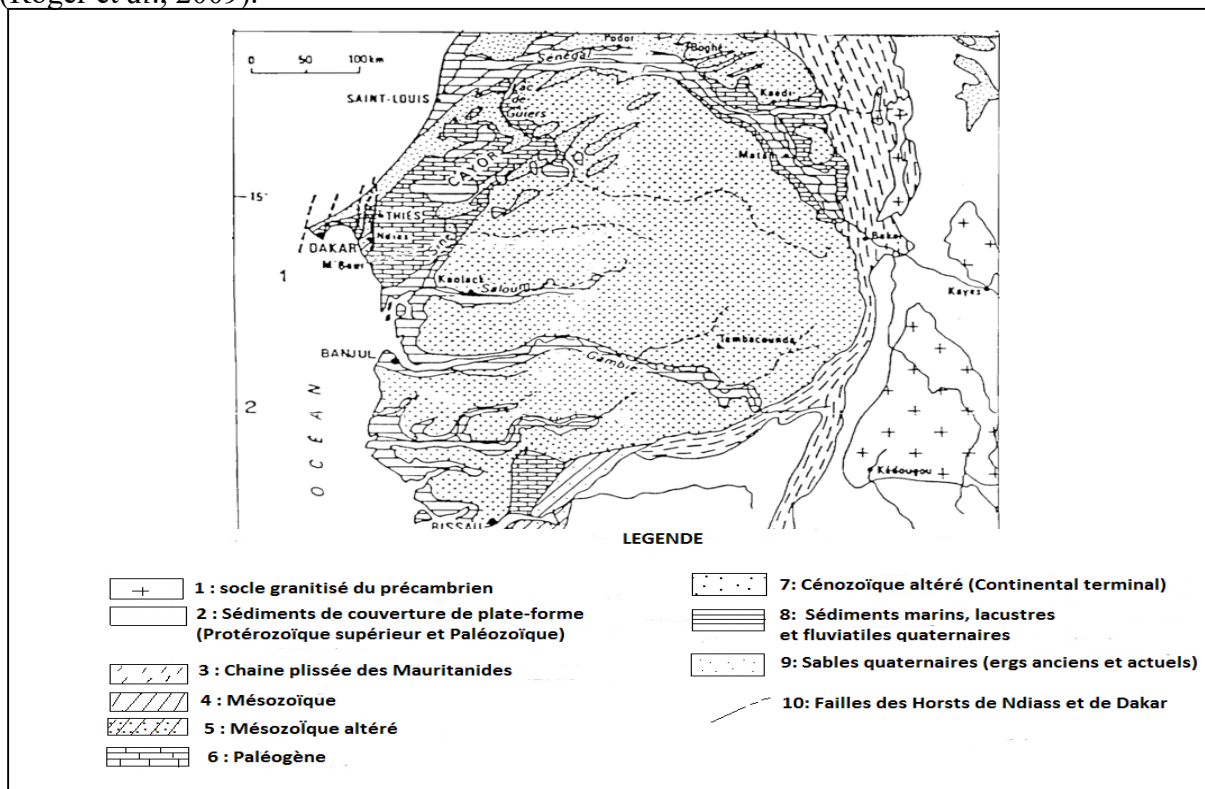


Figure 1: Carte géologique simplifiée du bassin du Sénégal (Nahon 1976, in Bellion, 1987)

Le bassin est constitué d'une puissante série sédimentaire d'origine essentiellement marine recouverte en général par des formations sableuses récentes. Cependant des affleurements sont connus, notamment ceux du campano-maastrichtien dans le horst de Diass, du Paléocène dans la région du Cap-Vert et la région de Thiès et de l'Eocène inférieur à moyen dans le Cap-Vert, la région de Thiès, le Ferlo et la région de Matam. Il repose sur un substratum de nature et d'âge imprécis au Centre et à l'Ouest et sur du Protérozoïque et du Paléozoïque sédimentaire et métamorphique ou granitique à l'Est et dans la zone méridionale (Sow, 1992).

I-1-2-1 La tectonique

Le bassin sénégal-mauritanien est relativement calme et peut être subdivisé en deux parties (Dieng, 1987) :

- Une partie occidentale, (région de Dakar et celle de Thiès), qui a été le siège de phénomènes tectoniques et d'épisodes volcaniques localisés le long de failles généralement orientées NE-SW, ou N-S. Plusieurs failles subméridiennes délimitent des horsts et des grabens au voisinage du plateau continental dans la zone médiane du bassin (Bellion, 1987). Cette partie a été également le siège d'un important magmatisme basique dont les manifestations s'étendent du Crétacé supérieur au début du Quaternaire (Bellion et *al.*, 1984). Ces perturbations sont certainement liées à la tectonique cassante due au rifting atlantique qui aurait engendré des zones de faiblesse sensibles aux contrecoups des phases orogéniques ultérieures. Des diapirs salifères percent la couverture sédimentaire du plateau continental guinéo-casamançais au Sud et celle du talus continental mauritanien au Nord ;

- Une partie centrale et orientale caractérisée par une structure monotone sans accidents majeurs. En effet, la structure d'ensemble correspond à celle d'un bassin de marge passive avec un remplissage sédimentaire s'épaississant en direction du domaine océanique, un plongement général des couches et un enfoncement graduel plus ou moins progressif du substratum dans la même direction (Bellion, 1987).

La coupe schématique du bassin (Fig. 2) montre, outre le plongement à l'Ouest des couches, l'existence de failles généralement de direction Nord-Est / Sud-Ouest dont les plus importantes délimitent les horsts de Dakar et de Diass entre lesquels se trouve le graben de Rufisque.

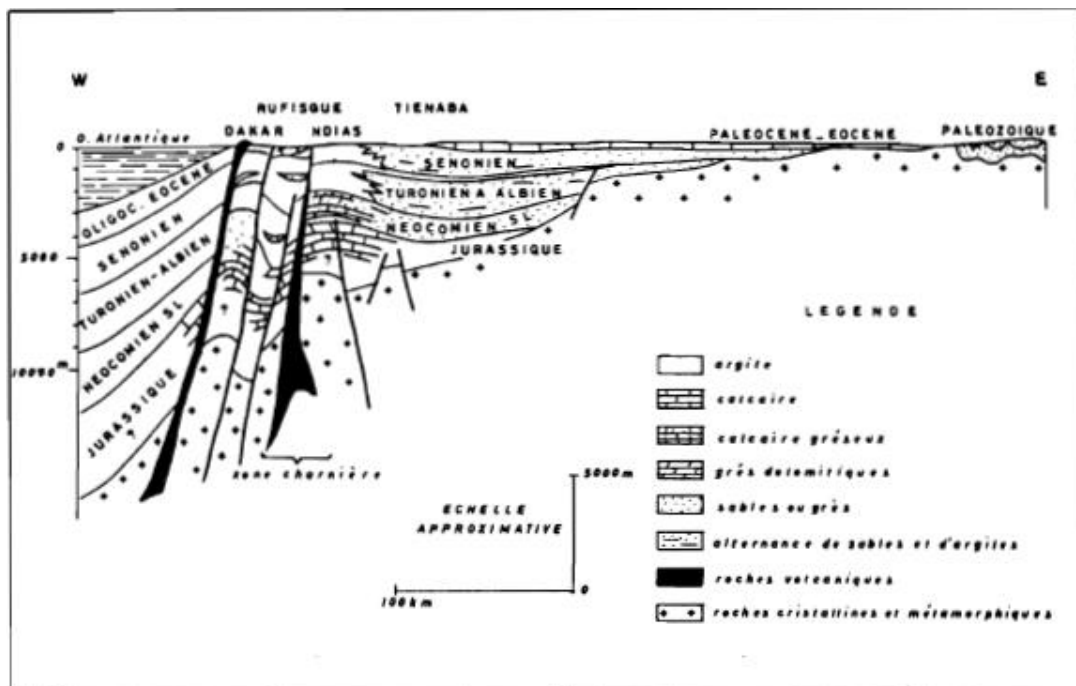


Figure 2 : Coupe schématique du bassin du Sénégal (Spengler et al. in Bellion 1987)

I-1-2-2 La Litho-stratigraphie

Le bassin sénégalo-mauritanien s'est ouvert au Secondaire entre la fin du Trias et le début du Jurassique. En effet, la première incursion marine dans l'Atlantique central naissant a entraîné un dépôt d'évaporites au Trias supérieur et au Lias inférieur (Sarr, 1995). La sédimentation du bassin sénégalo-mauritanien est ainsi liée l'expansion de l'Atlantique Central et la subsidence qui s'est traduite par un affaissement continu depuis le Jurassique, et par le jeu de compartiments délimités par des fractures qui découpent des roches du socle et de la couverture sédimentaire qui le surmonte. L'enfoncement est simultanée avec la sédimentation (Ritz et Flicoteaux, 1985 ; Flicoteaux et *al.*, 1988). La série sédimentaire post-paléozoïque est continue, pratiquement sans interruption du Trias au Quaternaire (Sarr, 1995) ; les dépôts s'épaississent de l'Est vers l'Ouest, d'abord progressivement, ensuite leur puissance augmente rapidement pour atteindre six à sept mille mètres à Dakar (Spengler et *al.*, 1966 in Roger et *al.*, 2009). Les sondages de recherches pétrolières ont mis en évidence la grande épaisseur de ces formations sédimentaires. Ainsi, le forage de Balandine (basse Casamance) a été arrêté à 4 105 m de profondeur dans les alternances de grès calcaire et d'argiles noires de l'Aptien après avoir traversé 482 m de terrains tertiaires et 1 743 m de crétacé supérieur (Gorodiski, 1958 ; in Malou, 1992). Dans cette région (Casamance), l'épaisseur des sédiments atteindrait ou dépasserait les 10 000 m (Sarr, 1995).

L'histoire géologique du bassin sédimentaire est marquée par les oscillations climatiques qui ont eu lieu avant et pendant le Quaternaire. En effet, plusieurs phases de transgressions et de régressions marines ont affecté le bassin au cours de sa formation (Michel, 1973).

I-1-2-2-1. Les formations du Secondaire

Les roches sédimentaires les plus anciennement connues dans le bassin sénégal-mauritanien sont d'âge Triasique à Liasique (Templeton, 1971). Elles sont constituées de roches salifères, (gypse, anhydrite et sel) aux quelles sont associées des argiles noires et vertes à pyrite, soufre et cristaux de sidérose et de rares quartz pyramidés. Ces roches se rencontrent dans les diapirs salifères le long de la côte ouest africaine, au large de la Mauritanie, de la Casamance et de la Guinée Bissau (Castelain et *al.*, 1965 in Sow, 2001).

Le Jurassique moyen et supérieur est marqué par une transgression marine. La sédimentation essentiellement carbonatée à l'Ouest du bassin est plutôt détritique dans la partie centrale. A l'Ouest du bassin le Jurassique moyen et supérieur est constitué de calcaires oolithiques et dolomitiques, recoupés par les sondages pétroliers de Diass I (DS. 1) et de Dakar Marine 2 (DK. M2). Les faciès indiquent un milieu de dépôt peu profond, néritique à littoral dans l'ensemble, parfois sub-récifal.

Une transgression a lieu à l'Albien et s'est poursuivie jusqu'au Maastrichtien. De l'Albien au Cénomanién inférieur, il y'a eu des dépôts détritiques : argilo-gréseux, de calcaires dolomitiques, puis argileux ou argilo-sableux. Ces formations sont recoupées par différents forages, comme celui de Thiénéba dans la partie ouest du bassin.

Le Cénomanién supérieur et le Turonien sont caractérisés par des dépôts alternés d'argiles grises à l'Ouest et de grès tendres à l'Est. La sédimentation devient plus fine au Turonien avec des sables mal classés ligniteux et argileux (Michel, 1973). Cet étage dont les faciès sont homogènes constitue un bon repère lithologique.

Le Sénonien inférieur et moyen est constitué de dépôts argileux à l'Ouest du bassin, devenant gréseux et calcaires vers l'Est.

D'après les travaux de Roger et *al.*, 2009a, les formations les plus anciennement connues à l'affleurement datent du Crétacé supérieur et se rencontrent dans le horst de Diass. Dans cette région le Campanien et le Maastrichtien, souvent confondu avec du fait de leurs caractéristiques terrigènes communes, ont été reconnus sur la base de découvertes paléontologiques faites dans la région de Paki et plus tard à la base de la falaise du Cap de Naze.

Le Campanien est argileux silteux et feulleté à la base, gréseux plus ou moins argileux au milieu et se termine, au contact du Maastrichtien par des grès fins, jaunâtres plus ou moins argileux, à ciment carbonaté dans la Formation de Paki (Khatib et *al.*, 1990 in Sow, 1992).

La sédimentation terrigène se poursuit au Maastrichtien, donnant dans le secteur oriental du bassin, des sables qui constituent un important dépôt (Dieng, 1965). Il constitue la principale formation aquifère du Sénégal. Dans la partie occidentale de la presqu'île du Cap Vert, les faciès identifiés uniquement par sondage sont argilo-silteux (Barusseau et *al.*, 2009). Ainsi, cet étage est généralement caractérisé par une sédimentation détritique qui se poursuit jusqu'au début du Paléocène. On peut y trouver, de manière sporadique, des faciès détritiques à éléments grossiers à l'Est du bassin. Cependant, le faciès caractéristique du Maastrichtien est composé de sables, parfois d'argiles et de grès. Les argiles sont surtout présentes dans l'Ouest du bassin, en Basse Casamance et dans la presqu'île du Cap Vert. D'après Dieng (1987), la pureté des sables maastrichtiens augmente avec la profondeur alors que les faciès argileux et gréseux affectent les termes les plus proches du Paléocène. La fin du Crétacé est marquée par la poursuite de la surrection du horst de Diass qui émerge alors partiellement. C'est une manifestation locale d'une phase tectonique mieux marquée dans d'autres régions nord-africaines. Le Maastrichtien affleure dans la région de Poponguine dans le horst de Diass, où est décrite la Formation du Cap de Naze. La coupe type représentant le Maastrichtien a été établie dans la falaise du Cap de Naze, où la formation a été découpée en quatre unités (Sow, 1992), séparées par des niveaux condensés à forte bioturbation. L'unité de base, attribuée au Campanien, est formée d'argiles qui passent vers le haut à des silts et des arénites. L'unité 2 renferme des argilites calcaires feulletées à la base, alors qu'à sa partie moyenne et sommitale alternent des feuillets de siltites argileuses jaunes et d'argiles silteuses noires sur 3,2 m d'épaisseur. L'unité 3 est silteuse à la base, arénitique au sommet. L'unité 4, argileuse à silto-argileuse ; les argilites à feuillets millimétriques passent vers le sommet à des argilites silteuses bariolées, puis à des siltites, surmontées par des argilites grises tronquées au sommet par la cuirasse latéritique.

Le Maastrichtien n'affleure n'est connu dans la vallée du fleuve Sénégal qu'à travers des données de forage (Monciardini, 1966 in Barusseau et *al.*, 2009) ; il est constitué de sables, grès et argiles dans la région de Matam. Le toit du Maastrichtien est assez difficile à fixer, mais elle devrait correspondre à l'apparition des faciès carbonatés marquant la fin de la sédimentation détritique et le début d'une sédimentation chimique.

I-1-2-2-2 Les formations du Tertiaire

-Le Paléocène coïncide avec une nouvelle transgression qui marque la fin d'un épisode sédimentaire et le début d'une phase chimique. Il est essentiellement marqué l'arrêt de la sédimentation terrigène et le ralentissement de la subsidence (Roger et *al.*, 2009a). Les matériaux siliceux détritiques disparaissent progressivement cédant la place à des dépôts chimiques et biochimiques conduisant souvent à une alternance de calcaires et de marnes.

Le Danien est mal représenté, à l'affleurement. Il est connu uniquement par sondagesur le littoral atlantique. D'après Sarr (1995), les formations datées du Danien correspondent aux marno-calcaires de Ndayane-Poponguine, aux marnes des Madeleines de Dakar, aux lumachelles argileuses de Kaolack, aux sables argileux glauconieux de Mont Roland et aux argiles du lac Retba. Des affleurements du Danien sont observés à Dakar (Anse des Madeleines, Plage des Enfants) et dans le Horst de Diass (Poponguine-Toubab Dialaw). Il a été aussi identifié en Casamance maritime sous forme d'un faciès constitué de calcaires coquillers sableux à sa base (Roger et *al.*, 2009a). Le Thanétien est caractérisé par les calcaires zoogènes à Kaolack, Joal-Fadiouth, Poponguine et Mont-Rolland ; il est argileux dans le graben de Rufisque et constitue la les limons de l'Hopital à Dakar.

Le Paléocène est représenté dans presque tout le bassin sédimentaire sénégalais à l'exception d'une partie du Horst de Diass où affleure le Maastrichtien.

- L'Eocène est marqué par une séquence transgressive dont le maximum se situe à l'Eocène inférieur (Monciardini, 1966) et dont les dépôts vont dépasser les limites du bassin paléocène. Les affleurements de l'Eocène sont limités et restreints à la presqu'Île du Cap-Vert et au dôme de Guier. Au Sénégal l'Eocène comprend : l'Eocène inférieur, moyen et supérieur.

L'Eocène inférieur ou Yprésien est caractérisé par une sédimentation chimique où dominant les argiles et les marnes ; la partie supérieure présente un faciès plus calcaire (Michel, 1969). Dans la Formation de Poponguine, le faciès typique de la base de l'Eocène inférieur est constitué de calcaire glauconieux et phosphaté (Sarr, 1995). Au niveau de la Formation de Reubeuss les dépôts se composent d'argile feuilletée à attapulgite un peu sableuse (Roger et *al.*, 2009). Les différents niveaux de l'Yprésien apparaissent également de part et d'autre du lac de Guier (Michel, 1969).

Le passage de l'Eocène inférieur à la base de l'Eocène moyen (Lutétien) coïncide avec un renouvellement des dépôts par une sédimentation marno-calcaire. Dans la vallée du Sénégal, en rive gauche, ces dépôts sont représentés par la Formation de Matam, mieux connue par les

sondages et les puits, seuls quelques affleurements sont observés. Dans la région de Kanel où cette formation affleure, on trouve des marno-calcaires, des calcaires dolomitiques, des argiles feuilletées et de minces couches de phosphates. L'Eocène moyen est dominé par des marno-calcaires beiges à gris du Lutétien inférieur et les calcaires à Nummulites du Bartonien (Noél, 1975). Un faciès littoral argilo-gréseux a été identifié en bordure du bassin sédimentaire sénégal-mauritanien au Lutétien inférieur. Une série condensée très riche en phosphates a été identifiée à Lam-Lam dans la région de Tivaouane, elle forme un faciès original de cet étage et constitue d'importants gisements de phosphate de chaux et d'alumine pour le Sénégal (Barusseau et *al.*, 2009). L'affrontement des plaques africaine et européenne a provoqué au début de l'Eocène moyen, des déformations cassantes la mer amorce son retrait (Ly, 1985 ; Ly et Anglada, 1991 in Sarr, 1995)

L'Eocène supérieur est marqué par une sédimentation détritique d'origine marine avec des dépôts argileux, argilo-marneux ou parfois argilo-sableux et calcaires. La majeure partie du bassin sédimentaire est émergé et la mer se cantonne sur la Moyenne et Basse Casamance et sur la partie nord de la presqu'Île de Dakar (Michel, 1969). La limite supérieure de cet étage correspond à l'apparition des niveaux sableux de l'Oligocène et du Miocène.

A l'Oligocène la mer s'est retirée du continent, n'occupant plus qu'une petite superficie du bassin sédimentaire, notamment, le sud de la Basse Casamance ainsi qu'une partie de la région de Dakar. Ailleurs, il se produisait dans les parties basses une sédimentation continentale, alors qu'une érosion plus ou moins intense décapait les niveaux éocènes dans les parties hautes (Michel, 1969). Des manifestations volcaniques se sont produites durant la Miocène. Une nouvelle transgression marine a eu lieu durant le Miocène. Cependant, vers la fin de cet étage la mer se retire, ne formant plus qu'un golfe en Basse Casamance, limité au Nord à Balandine et au Sud à Ziguinchor (Michel, 1969).

- La Formation du Saloum (ex Continental Terminal) est constituée de faciès grésos-argileux et d'argiles sableuses rouges. L'apparition d'un climat à saisons sèche et humide à la fin du Tertiaire/début du Quaternaire a donné lieu à des phénomènes de ferrallitisation qui ont abouti à la formation de la cuirasse latéritique de la fin du Tertiaire qui forme le sommet de la Formation du Saloum (Dieng, 1965). Cette cuirasse a été fortement entaillée par l'érosion mécanique qui se faisait pendant les périodes sèches, et s'arrêtait dès que le climat redevenait humide (Michel, 1973). Les oxydes de fer assez abondants dans les formations gréseuses du ont été lessivés et se sont accumulés en cuirasse de nappe pendant les deux longues périodes humides. La Formation du Saloum couvre pratiquement tout le bassin sédimentaire sauf la zone

nord-ouest. Sa puissance qui, en moyenne est de 130 m, diminue du Sud-Ouest (Basse Casamance) vers le centre du bassin, au Sénégal oriental et dans la vallée du Sénégal.

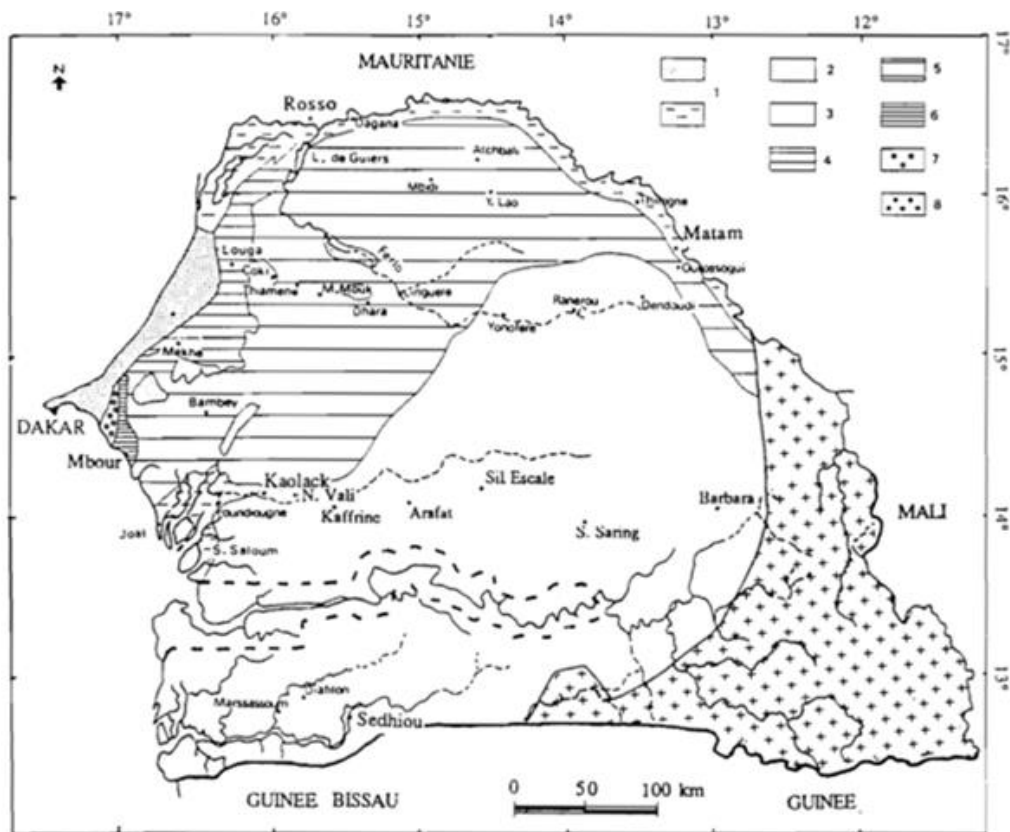
I-1-2-2-3 Les formations du Quaternaire

Au Quaternaire, l'ensemble du Sénégal a connu des fluctuations climatiques importantes. Ces changements se sont manifestés par une série de transgressions-régressions glacio-eustatiques ayant conduit à des phases d'accumulation de sédiments marins (Inchirien et Nouakchotien) et des phases d'érosion continentale (Ogolien). Ces phénomènes se sont répercutés sur le niveau piézométrique des nappes superficielles dont le niveau a fortement baissé durant les phases sèches lors des régressions (Dieng, 1987). Le Quaternaire se présente sous forme de dunes fixes sur la partie nord occidentale, d'alluvions marines et fluviales sur les deltas des fleuves Sénégal, Gambie, Casamance et Saloum, de dunes blanches vives sur l'extrême littoral nord-ouest et de cuirasses latéritiques.

I-2 Le contexte hydrogéologique

Le bassin sédimentaire sénégalais renferme plusieurs unités hydrogéologiques superposées et ayant des caractéristiques variées (fig.3). Plusieurs études hydrogéologiques (Martin ,1970 ; Le Priol et Dieng, 1985 ; Faye, 1983 et 1994 ; Gaye, 1990 ; Travi, 1988) ont permis d'identifier trois niveaux aquifères :

- un complexe supérieur constitué par les formations sablo- argileuses et sableuses de la Formation du Saloum (Oligocène, Miocène et Pliocène) et du Quaternaire (Pléistocène et Holocène). Ce complexe couvre la quasi-totalité du bassin sédimentaire sénégalais ;
- un complexe intermédiaire constitué par les formations essentiellement calcaires (karstiques parfois) et marno-calcaires du Paléocène et de l'Eocène ;
- un niveau inférieur constitué par la nappe profonde des sables du Maastrichtien.



- 1 - Aquifère des sables littoraux et des formations alluviales
- 2 - Nappe phréatique dans le recouvrement Quaternaire
- 3 - Aquifères miocènes
- 4 et 5 - Formations Eocènes subaffleurantes (4 = calc. luthétiens)
- 6 - Calcaires paléocènes
- 7 - Sables campano-maastrichtiens (Horst de Ndiass)
- 8 - Socle cristallin (aquifères discontinus)

Figure 3: Carte hydrogéologique schématique du Sénégal (Travi, 1988 ; in Faye 1994)

Aquifères	Localisation	Réservoir	Perméabilité	Débit spécif.	Qlté eau
Nappe alluviale	Delta du fleuve Sénégal et du Saloum	Alluvions +/- sables latérites	Médiocre à faible	Médiocre à faible	Souvent salée à fortement salée
Nappes des sables quaternaire	Cap Vert, Niayes St Louis	Sables infra basaltiques sables dunaires	Très bonne	Moyen à bon	Peu chargé avec fer à Thiaroye
Nappe de la Formation du Saloum	Ferlo, Sine-Gambie, Casamance, Sénégal Oriental	Sables + grès +/- argileux	Assez bonne à bonne	Bon à moyen	Douce à très douce
Nappe de l'Oligo-Miocène	Koungheul, Tamba, Casamance	Sables faiblement argileux	Bonne	Moyen	Peu chargée
Nappe des calcaires Lutétiens (Eocène moy.)	Ferlo, Thiès, Diourbel, Saloum	Calcaires karstifiés	Bonne	Bon	Douce pouvant être chargé à certains endroits
Nappe des calcaires Paléocène	Sébikhotane, Pout, Mbour	Calcaires karstifiés	Bonne	Bon	Chargé + apport localisé d'eau saumâtre
Nappe supérieure du Maastrichtien	Horst de Ndiass	Sables, grès	Très bonne	Bon	Peu chargé
Nappe profonde du Maastrichtien	Ensemble du bassin sauf à l'extrême ouest	Sables, grès sable argileux	Moyen à bonne	Peuvent être importante	Eaux peu chargées à saumâtres

Tableau 1 : Principaux aquifères du Sénégal (Gaye, 1990)

I-2-1 La nappe campano-maastrichtienne

La nappe campano-maastrichtienne englobe tous les niveaux aquifères à dominante sableuse compris dans les formations du Sénonien supérieur. Elle peut être divisée en deux secteurs : occidental et oriental. Dans le secteur oriental la formation aquifère du maastrichtien présente un faciès essentiellement sableux avec de rares intercalations de petits bancs d'argile (Dieng, 1987). Dans le secteur occidental deux sous-systèmes aquifères superposés sont identifiés : un ensemble profond en continuité avec l'aquifère oriental, constituant ainsi, un

important réservoir continu sur tout le Sénégal et un ensemble superficiel contenu dans les niveaux campano-maastrichtiens supérieurs sablo-argileux (Barusseau et al., 2009). Elle s'étend sur près de 80% du territoire sénégalais, sur une superficie d'environ 200 000 km² (Faye, 1994) et renferme des réserves exploitables estimées entre 30 à 50 milliards de m³. Elle est captée par plus de 1000 ouvrages et constitue la nappe la plus sollicitée, essentiellement en milieu rural où son eau assure l'alimentation en eau potable (AEP) à près de 84% de la population (Rapport BRGM, 2011).

Dans sa partie occidentale, la nappe maastrichtienne est caractérisée par la présence d'eau salée en profondeur, voire de véritables saumures pouvant atteindre des concentrations supérieures à 100g/l (Rapport BRGM, 2011). De même, au centre du pays, sur une large bande nord - sud (région de Kaolack, Fatick), elle présente une qualité chimique médiocre parfois mauvaise pour l'alimentation en eau potable et même pour l'irrigation (Ndiaye et Ngom, 2006).

L'épaisseur de ces niveaux aquifères est de l'ordre de 200 à 250 m et la productivité est assez bonne. Les forages captent souvent les niveaux supérieurs du réservoir et donnent facilement des débits de 150 à 250 m³ h⁻¹ (Dieng, 1987).

En dehors de la zone d'affleurement du horst de Diass le toit de l'aquifère est constitué par les marnes ou argiles du Paléocène ou par les marnes de l'Eocène (Doumouya, 1988). Le toit de l'aquifère maastrichtien présente des zones hautes et des zones basses effondrées délimitées par des groupes de failles (Lepriol, 1985 *in* Faye, 1994). Le secteur du horst de Diass et ses bordures, constitue une des zones hautes du toit du Maastrichtien. Le mur est constitué par le socle cristallin qui affleure dans le Sud-Est et parfois par le Crétacé inférieur et moyen qui contient de l'eau salée. Généralement captive, il est admis que son seul exutoire possible serait assuré par des flux verticaux à travers son toit vers les formations sus-jacentes (Rapport BRGM, 2011).

I-2-2 Le complexe intermédiaire

I-2-2-1 La nappe Paléocène

La nappe du Paléocène constitue l'aquifère le plus important des formations tertiaires. A l'Ouest du pays, dans la zone des compartiments de Sébikhotane et Mbour les calcaires karstifiés constituent une importante nappe capable de produire des débits de 150 à 250 m³h⁻¹ avec des rabattements de l'ordre de 0,2 à 0,7m (Dieng, 1987). A Pout on a noté des débits intéressants se situant entre 30 et 50 m³h⁻¹. L'épaisseur de l'aquifère du Paléocène est de l'ordre d'une centaine de mètres (Faye, 1994). Cette formation repose directement sur les sédiments grés-argileux du Maastrichtien (Seck, 2003).

I-2-2-2 La nappe Eocène

L'Eocène est représenté dans presque tout le bassin sédimentaire sénégal-mauritanien, à l'exception des zones de sub-affleurement du Maastrichtien où il a été érodé (Diagana, 1994 ; Touzi, 1998). La nappe des calcaires lutétiens est le prolongement vers l'Est et vers le Sud de la nappe des sables quaternaires du littoral Nord (Dieng, 1987). Sa perméabilité et son débit spécifique dépendent du degré de karstification des calcaires qui diminue de l'Ouest vers l'Est et de la présence de niveaux marneux au sein des calcaires. Elle est importante à l'Ouest et est captée par des puits de 20 à 40 m de profondeur. Les débits sont parfois élevés et elle contribue beaucoup dans l'approvisionnement en eau de l'agglomération dakaroise. Dans la zone de Diourbel, les puits la captent à des profondeurs de 20 à 95 m. Au nord, dans la vallée du fleuve Sénégal, des puits atteignent la nappe éocène dans la zone d'affleurement des grès de Gorgol et sous le mince recouvrement de la Formation du Saloum (ex Continental Terminal) (Kane, 1995).

I-2-3 Les aquifères superficiels

Le système aquifère superficiel renferme les formations gréseuses, sableuses et sablo-argileuses et quelques fois graveleuses du Quaternaire (Pléistocène et Holocène) et de la formation du Saloum (Oligocène, miocène et Pliocène). Elles reposent indifféremment sur les dépôts de l'Eocène (nappe du littoral Nord), du Paléocène (nappes superficielles du massif de Ndiass), et du Maastrichtien (massif de Ndiass) (Malou, 2004). Ces formations prises dans leur ensemble ont, selon les zones, une épaisseur variable allant de 20 m sur l'axe Mbour – Dagana

et dans la vallée du fleuve Sénégal jusqu'à 175 m dans la région de Tambacounda où l'épaisseur moyenne est de 60 m. La limite inférieure de cette nappe n'est pas partout imperméable, ce qui fait que des échanges avec les aquifères sous-jacents sont possibles.

I-2-3-1 Les nappes de la Formation du Saloum

L'aquifère est formée par des sédiments d'origine marine, continentalisés après leur mise en place (Lapportant, 1978, in Faye, 1994). La nappe de la Formation du Saloum constituée de niveaux sableux, argilo-sableux ou grés-argileux, couvre près des 4/5^{ème} du bassin sénégalais (Dieng, 1987). L'épaisseur des formations varie d'une dizaine de mètres jusqu'à 150 m, elle est liée aux variations du toit des marno-calcaires de l'Eocène et du Paléocène (Faye, 1994). C'est une nappe généralement libre avec des paramètres hydrodynamiques variables d'une région à une autre, du fait de la diversité des faciès lithologiques

La nappe de l'Oligo-miocène a été identifiée en Basse et moyenne Casamance où le comblement par des sables plus ou moins argileux d'un ancien golfe a donné naissance à cette nappe (Dieng, 1987). Elle se prolonge vers le Nord en direction du Ferlo (Seck, 2003). La nappe de l'Oligo-miocène surmonte les marno-calcaires de l'Eocène ; son épaisseur est variable, généralement inférieure à 150m (Faye, 1994).

I-2-3-2 Les aquifères quaternaires

Le Quaternaire est constitué essentiellement de trois unités aquifères :

- la nappe de la presqu'île du Cap Vert : nappe infra-basaltique semi-captive dont l'exploitation a été menacée par l'avancée du biseau salé, d'où l'arrêt de la plupart des forages qui l'exploitent ;
- la nappe des sables quaternaires, située dans la cuvette de Thiaroye, constitue le prolongement oriental de la nappe infra-basaltique (Niang, 1990). La nappe est exploitée pour l'alimentation en eau de Dakar, mais ses possibilités sont limitées par les risques de pollution anthropiques (Cissé-Faye, 2001), et par l'eau de mer avec laquelle elle est en contact ;
- la nappe du littoral nord ou aquifère des sables dunaires : cette nappe recèle d'importantes réserves qui sont en continuité avec la nappe des formations sableuses et grés-argileuses de la Formation du Saloum sous-jacent.

La nappe quaternaire est aussi présente dans les formations dunaires et alluvionnaires des vallées et bas-fonds, actifs ou fossiles, des fleuves Sénégal, Gambie et Casamance, du Sine Saloum et du Ferlo. A proximité de la côte et à l'intérieur des basses vallées (Delta du Sénégal, Sine Saloum et Basse Casamance), la nappe superficielle est le plus souvent envahie et contaminée par les eaux salines d'origine marine. On n'y trouve de l'eau douce que sous forme de lentille au-dessus des eaux saumâtres à salées. Ces aquifères sont souvent en contact direct avec les aquifères sous-jacents, généralement la Formation du Saloum, exceptionnellement avec l'Eocène, le Paléocène et le Maastrichtien. Ils jouent un rôle important de régulateur dans le bilan de la nappe de la Formation du Saloum, aussi bien au niveau de la recharge que de la décharge par reprise évaporatoire.

Les aquifères quaternaires ont une épaisseur variable, allant de quelques mètres dans les zones fortement érodées à plusieurs dizaines de mètres sur la côte atlantique, dans les deltas fluviaux et dans le Ferlo ; par exemple 30 à 80 m pour la nappe libre de Thiaroye.

CHAPITRE II : LE CONTEXTE CLIMATIQUE

Le Sénégal, situé entre les latitudes 12°18 et 16°41 Nord et les longitudes 11°21 et 17°32 Ouest, est localisé dans la Zone Intertropicale caractérisée par l'existence de deux saisons : une saison sèche et une saison humide dite saison des pluies. C'est une zone basse caractérisée par des altitudes faibles, les seuls reliefs atteignant 100 m, dans le bassin sédimentaire sénégal-mauritanien, se situent à l'ouest (plateau de Thiès et les mamelles de Dakar).

II-1 Les mécanismes généraux du climat

Le climat, selon Pagney (1981), peut être conçu comme un état de l'atmosphère qui se traduit de façon originale compte tenu de la position en latitude de l'endroit considéré et de l'allure de son substratum (océan, continents).

La circulation atmosphérique, en Afrique de l'Ouest, est commandée, comme dans l'ensemble de la zone intertropicale, par la double ceinture des hautes pressions qui sépare, de chaque côté de l'Equateur, à la latitude des 30 et 40^{ème} parallèles, les domaines intertropical et extratropical. Entre ces deux zones de hautes pressions s'établit une circulation d'Est soufflant vers la zone de basses pressions. Ce flux d'Est est l'homologue pour les basses latitudes de flux d'Ouest, des Westerlies des moyennes latitudes et peut même prendre l'allure d'un courant-jet en altitude.

Ces courants appelés Alizés, sont générés par des anticyclones :

L'Anticyclone des Açores situé dans l'Atlantique nord génère l'alizé maritime de direction nord/ouest ;

-Toujours au Nord, une cellule anticyclonique appelée anticyclone maghrébin génère les alizés du Nord-Est qui constituent l'Harmattan ;

-Au sud, l'anticyclone de Sainte Hélène, situé dans l'Atlantique sud donne naissance aux flux d'alizés du Sud appelés mousson.

II-2 Le régime des vents

Les alizés du Nord et du Sud convergent ensemble vers la zone équatoriale et déterminent la zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) (Fig. 4). Cette convergence des flux du Nord (Alizé ou Harmattan du Nord-Est) et du Sud (mousson) constitue un front très net que les météorologues appellent Front intertropical (FIT) ou Equateur météorologique. En Afrique le FIT se déplace presque parallèlement à l'Equateur, avec cependant, quelques perturbations liées à la présence de reliefs en Guinée et au Cameroun qui font obstacle à la pénétration de la mousson.

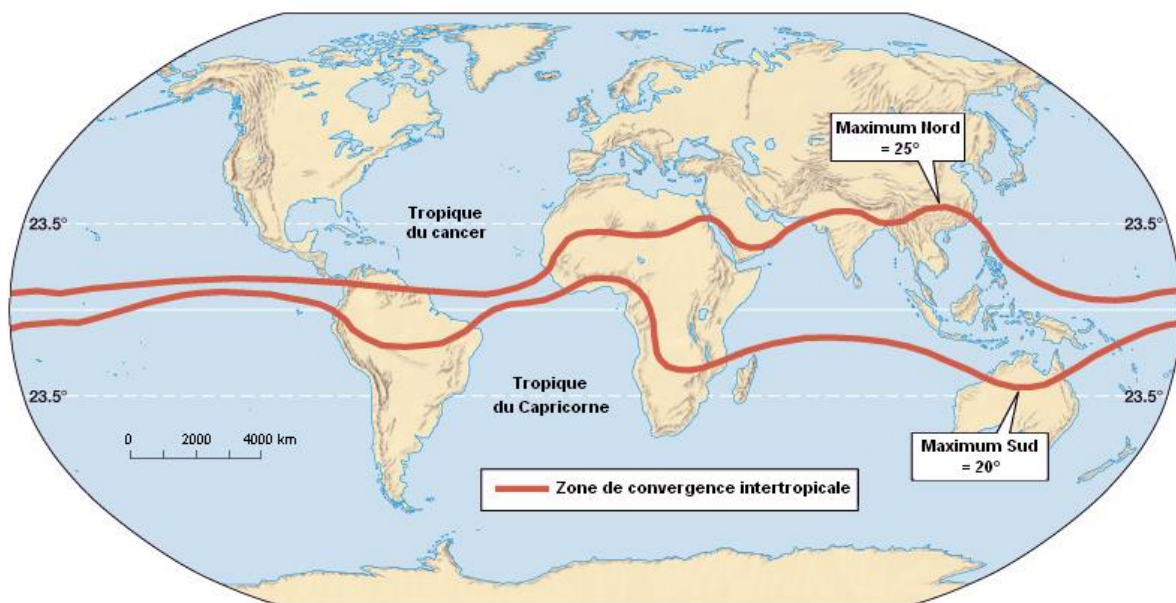


Figure 4 : Limite d'extension de la zone de convergence intertropicale (Viaut, 1964)

La migration du Front Intertropical vers le tropique du Cancer au Nord en été boréal et vers le tropique du Capricorne au Sud en hiver boréal est responsable de l'alternance de la circulation des alizés et de la mousson (Albergel et Dacosta, 1996), et détermine l'existence d'une seule saison sèche et d'une seule saison des pluies, toutes deux bien marquées.

Le FIT occupe sa position la plus méridionale en janvier, à partir de février mars il commence à remonter lentement vers le Nord et occupe vers la fin août sa position la plus septentrionale, qui correspond sensiblement au 20^{ème} parallèle. Au début du mois de septembre, il redescend vers le Sud pour rejoindre la position de janvier (Casenave et Valentin, 1989 ; Albouy et Boulanger 1980). Quatre grandes zones de temps peuvent être définies en fonction de leur position par rapport au FIT (Fig. 5) :

- au Nord du FIT, on a la zone A correspondant à un affaiblissement progressif et lent des masses d'air, qui empêche le développement des nuages. Le ciel est généralement serein ou peu nuageux avec des formations cirriformes, c'est la saison sèche ;

- au Sud du FIT, sur une distance de 300 à 400 km, on a la zone B où l'épaisseur de la mousson n'est pas suffisamment importante pour générer des pluies. Il n'y a que quelques formations nuageuses mais le degré hygrométrique au sol est assez élevé ;

- la zone C, située toujours au sud du FIT, peut être subdivisée en trois sous-zones. Lorsque l'épaisseur de la mousson atteint 700 à 800 m, se produisent les premières averses qui correspondent à des séries de grains suivant une ligne Est-Ouest. Quand celle-ci atteint 2000 m, se forment les lignes de grains appelées tornades qui se déplacent d'Est en Ouest ; ces pluies sont beaucoup plus intenses que dans la zone précédente. Enfin, quand l'épaisseur de la mousson est maximale, les formations nuageuses plus instables donnent lieu à des pluies beaucoup plus prolongées, ce sont des averses à caractère continu qui correspondent sensiblement au milieu de la saison des pluies, mais que l'on observe rarement au Nord de l'isohyète 1000 m ;

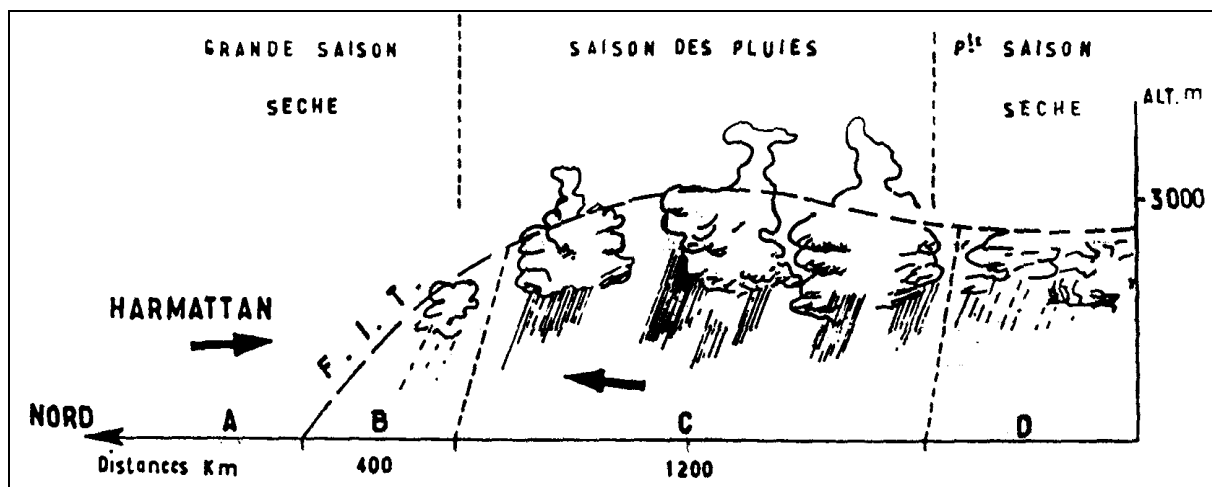


Figure 5 : Zones de temps en fonction de la position par rapport au FIT (Casenave et Valentin, 1989)

- enfin à l'extrême Sud, c'est la zone D, soumise à l'influence d'une masse d'air d'origine australe qui conduit à un ciel couvert sans pluies, c'est la saison sèche de la zone équatoriale.

Ce schéma général montre l'importance pour le Sahel, de la latitude atteinte vers le Nord par le FIT. Cette latitude détermine :

- la durée de la saison des pluies,
- la hauteur des précipitations,

- la nature des précipitations.

Le simple phénomène d'oscillation des masses d'air permet de schématiser la répartition spatio-temporelle des précipitations au Sud du Sahara. Le climat suit une variation régulière du Nord au Sud, marquée surtout par l'importance relative des saisons sèches.

Au Nord du 10^e parallèle, il existe une seule saison des pluies par an. Pour une latitude donnée, la durée de la saison des pluies et la hauteur annuelle de pluie dépendent du laps de temps séparant la montée et la descente du FIT.

Pendant la saison sèche (hiver boréal), la direction dominante des vents est celle des flux provenant du Nord et de l'Est. Ce sont les alizés boréaux, de nature différente bien que tous issus de la ceinture des hautes pressions tropicales (Diop, 1986).

Dans les zones côtières, c'est à dire à l'Ouest, prédomine l'alizé maritime, issu de l'anticyclone des Açores. Il s'agit d'un vent frais et riche en vapeur d'eau du fait de son long parcours maritime, cependant il reste stable et non générateur de pluies à cause de son ascendance très limitée. En effet, ce vent est localisé dans les parties basses de l'atmosphère et n'influe que sur la partie ouest du Sénégal. Sa direction dominante est ouest à nord nord-ouest, et sa vitesse moyenne est de l'ordre de 2 à 3m/s (Diop, 1986).

Le centre et l'Est du pays, sont surtout sous l'influence de l'alizé continental ou Harmattan. Il est issu de l'anticyclone du Sahara (Casenave et Valentin, 1989), c'est un vent chaud et sec de secteur Est, chargé de fines poussières. Il est instable mais non générateur de pluies, sa direction reste est/nord-est et sa vitesse moyenne de l'ordre de 3 à 3.5m/s (Diop, 1986).

La durée d'influence de ces alizés est d'environ huit à neuf mois, d'octobre / novembre à mai / juin

La remontée latitudinale du Front Intertropical (FIT), est à l'origine des précipitations, donc de la saison des pluies (été boréal), qui s'installe avec la remontée vers le Nord, des flux de la mousson atlantique issus de l'anticyclone de Sainte Hélène. Son parcours océanique la charge de vapeur d'eau et de chaleur latente qui la rend instable (Albergel et Dacosta., 1996).

II-3 Les différents domaines climatiques du Sénégal

Le régime climatique au Sénégal est essentiellement dicté par celui des vents. Le Sénégal, situé entre 12°18' et 16°41' de latitude Nord et entre 11°21' et 17°32' de longitude Ouest, est sous influence de deux bandes climatiques tropicales disposées de part et d'autre de la latitude de Dakar (Leroux 1983). Au Nord de cette latitude se trouve le domaine sahélien et au Sud le domaine soudanien. Deux paramètres climatiques peuvent être utilisés pour la caractérisation de ces différents domaines climatiques, à savoir la pluviométrie et la température. Chaque domaine est subdivisé en trois zones climatiques : Sud, Nord et littorale (Fig.6).

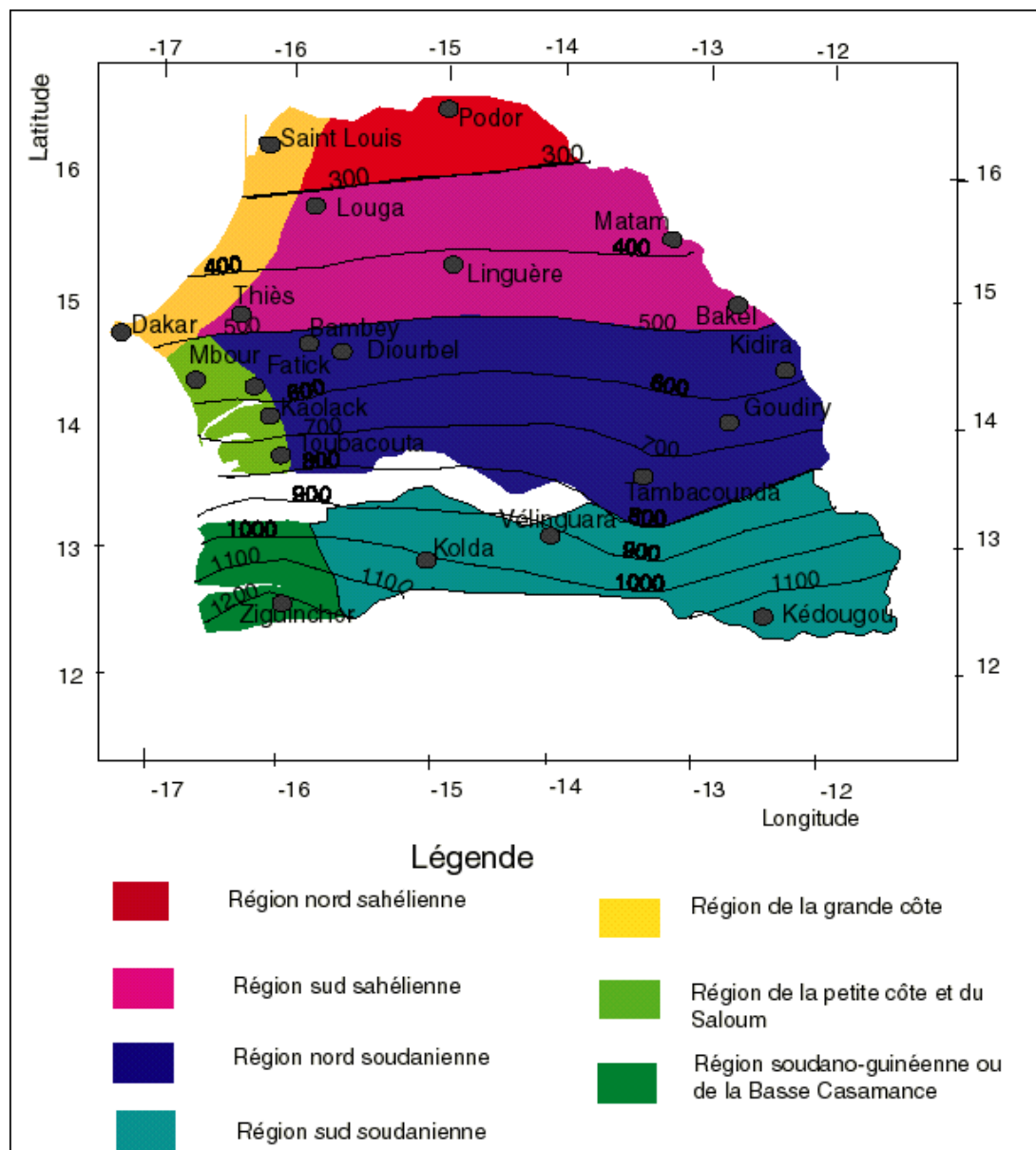


Figure 6 : les zones climatiques du Sénégal (Malou, 2004)

Les climats peuvent être étudiés grâce aux diagrammes climatiques que l'on appelle diagrammes ombro-thermiques. Ils utilisent la température en degré Celsius (°C) et la pluviométrie en millimètres. Le diagramme ombro-thermique permet de déterminer la pluviosité d'un mois et de comparer facilement les climats de différents endroits du point de vue de la pluviosité (Bagnouls et Gaussen, 1957 ; in Dacosta, 1989). Les données utilisées proviennent de relevés météorologiques et s'étendent sur une période de trente ans (1981 – 2010), ceci dans le but d'éviter les écarts ponctuels du climat. Les stations dont les séries de données sont traitées ont été choisies de façon à représenter les différents domaines climatiques identifiés au Sénégal (Tab. 2).

Station		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Ziguinchor 12°33N 16°16W	TM	25,5	27,3	28,6	29,0	29,2	29,3	28,0	27,7	27,9	28,6	27,6	25,6
	TX	33,5	36,2	37,7	37,7	36,5	34,7	32,4	31,8	32,5	33,7	34,1	33,0
	TN	17,4	18,3	19,5	20,2	22,0	23,9	23,6	23,5	23,3	23,4	21,1	18,1
	TX- TN	16,1	17,9	18,3	17,5	14,5	10,8	8,8	8,3	9,2	10,3	12,9	14,9
Kédougou 12°34N 12°13W	TM	25,5	27,3	28,6	29,0	29,2	29,3	28,0	27,7	27,9	28,6	27,6	25,6
	TX	34,3	37,2	38,6	39,8	39,9	34,4	31,6	31	31,9	33,9	34,8	33,9
	TN	18,2	20,2	23,4	26,2	26,1	23,6	22	21,5	21,3	21,6	19,1	16,9
	TX- TN	16,1	17	15,2	13,6	13,8	10,8	9,6	9,5	10,6	12,3	15,7	17
Tambacoun da 13°46N 13°41W	TM	26,1	28,7	31,1	33,1	33,3	31,2	28,4	27,5	27,7	29,1	28,3	26,5
	TX	34,2	37,0	39,2	40,9	40,5	37,1	33,2	32,0	32,9	35,6	37,0	34,9
	TN	18,0	20,4	22,9	25,3	26,2	25,3	23,5	22,9	22,5	22,7	19,6	18,0
	TX- TN	16,3	16,6	16,3	15,6	14,3	11,8	9,7	9,1	10,4	12,9	17,4	16,9
Nioro duRip 13°44N 15°47W	TM	25,0	27,3	29,0	30,3	30,9	30,3	28,8	27,9	28,2	28,6	27,5	25,7
	TX	34,4	37,1	38,7	40,0	39,5	36,6	33,5	32,0	33,0	34,4	36,3	35,1
	TN	15,5	17,5	19,2	20,7	22,3	24,0	24,1	23,7	23,4	22,8	18,7	16,2
	TX- TN	18,9	19,6	19,4	19,3	17,2	12,6	9,4	8,2	9,6	11,5	17,7	18,9

Dakar 14°44N 17°30W	TM	21,4	21,0	21,4	21,8	23,1	25,9	27,3	27,5	27,6	27,7	26,1	23,3
	TX	25,2	24,7	25,0	24,9	26,0	28,6	29,9	30,1	30,5	30,7	29,4	26,8
	TN	17,6	17,3	17,7	18,7	20,3	23,2	24,7	24,9	24,7	24,8	22,7	19,9
	TX-TN	7,5	7,4	7,2	6,3	5,7	5,4	5,1	5,2	5,8	5,9	6,6	6,9
Linguère 15°23N 15°07W	TM	24,6	27,5	28,9	31,0	32,8	32,2	30,5	29,4	29,5	30,8	28,8	25,5
	TX	32,3	35,7	36,9	39,9	41,2	39,7	36,1	34,3	34,7	38,1	37,2	33,3
	TN	16,8	19,3	21,0	22,0	24,3	24,7	24,8	24,5	24,3	23,5	20,5	17,8
	TX-TN	15,4	16,4	16,0	17,8	16,8	15,0	11,3	9,8	10,4	14,6	16,8	15,6
Matam 15°38N 13°15W	TM	24,6	27,6	30,5	33,5	35,4	34,4	31,6	30,2	30,2	31,7	29,2	25,8
	TX	32,8	36,1	39,3	42,2	43,3	41,0	37,3	35,3	35,7	38,9	37,7	34,1
	TN	16,4	19,0	21,6	24,7	27,6	27,7	25,9	25,0	24,8	24,6	20,7	17,4
	TX-TN	16,4	17,1	17,7	17,6	15,6	13,3	11,4	10,3	10,9	14,3	17,0	16,7
Podor 16°38N 14°56W	TM	23,4	25,9	28,4	30,8	32,9	32,9	31,4	31,0	31,3	31,8	28,6	25,0
	TX	30,8	33,8	36,7	39,5	41,4	40,9	37,9	36,8	37,2	39,1	36,2	32,40 7
	TN	16,0	18,0	20,1	22,0	24,4	24,9	25,0	25,2	25,4	24,6	20,9	17,5
	TX-TN	14,8	15,8	16,6	17,4	17,0	15,9	12,9	11,6	11,8	14,4	15,3	14,9
Saint Louis 16°03N 16°27W	TM	23,2	24,6	25,4	24,8	25,2	26,7	27,9	28,6	29,1	29,1	27,2	24,6
	TX	30,6	32,2	32,8	31,4	30,6	30,7	31,2	32,1	32,9	34,4	34,3	31,9
	TN	15,9	17,1	18,1	18,3	19,8	22,7	24,6	25,2	25,3	23,8	20,2	17,3
	TX-TN	14,7	15,1	14,7	13,1	10,8	8,1	6,6	6,9	7,6	10,6	14,2	14,6

Tableau 2 : Températures moyennes de quelques stations prises comme références :

TM températures moyennes ; TX températures moyennes maximales ; TN températures moyennes minimales.

II-3-1 Le domaine soudanien

Le domaine soudanien est subdivisé, suivant la latitude, en deux régions : la région sud soudanienne qui constitue la zone la plus arrosée du Sénégal avec une pluviométrie moyenne annuelle comprise entre 1300 et 800 mm ; et la région nord soudanienne située entre les isohyètes 800 et 500mm.

II-3-1-1 le domaine sud-soudanien

La figure 7 présente le diagramme ombrothermique du climat sud soudanien, des stations de Ziguinchor et de Kédougou. La saison des pluies s'étend sur cinq mois. Les mois de juin et octobre marquent le début et la fin de la saison des pluies. La pluviométrie moyenne mensuelle est très importante entre juillet et septembre avec un maximum au mois d'août (387 mm à Ziguinchor et 318 mm à Kédougou). Les premières pluies arrivent plus tôt à Kédougou (Mai) qui est situé à l'Est, alors qu'à Ziguinchor, qui se trouve dans la zone côtière, les pluies ne sont effectives qu'à partir du mois de juin. Cependant, les mois de juillet, août et septembre sont plus pluvieux. Ainsi la pluviométrie moyenne annuelle est plus importante à Ziguinchor (1242,9 mm) qu'à Kédougou (1171,6 mm) ; ceci peut s'expliquer par l'influence de l'océan Atlantique dont l'inertie thermique a pour conséquence un début tardif de la saison des pluies sur le littoral, avec cependant des totaux annuels plus importants (Dacosta *et al.*, 2002).

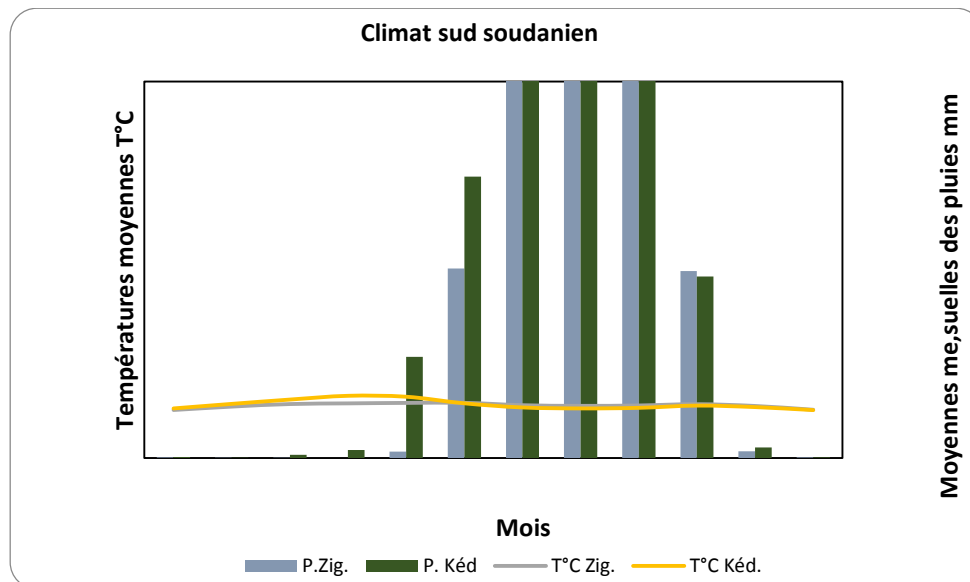


Figure 7 : Diagramme ombrothermique du domaine sud soudanien (1981-2010)

(P.Zig, P.Kéd et T°C Zig, T°C Kéd : pluie et Température moyennes mensuelles à Ziguinchor et Kédougou).

L'analyse des températures moyennes maximales (TX), montre qu'elles sont élevées durant toute l'année ; en effet, elles sont supérieures à 30°C aussi bien à Ziguinchor qu'à Kédougou. L'évolution de la température (TX) au cours de l'année présente deux maxima ; un maximum principal observé en Mars/Avril avec des températures de l'ordre de 37,7°C et de 39,8°C respectivement à Ziguinchor et à Kédougou et un maximum secondaire en Octobre/Novembre entre 33 et 34,5°C. A la station de Ziguinchor, les températures moyennes minimales (TN.), plus faibles en janvier (17°C), augmentent graduellement jusqu'en juin, ensuite elles stagnent pratiquement autour de 23°C pendant toute la saison des pluies, puis amorcent une baisse à partir de novembre. Alors qu'à Kédougou l'évolution des températures minimales est comparable à celles des températures maximales, on peut observer deux maxima ; un premier en Avril/Mai d'à peu près 26°C et un deuxième en Octobre à 21,6°C. En général, les températures sont moins élevées à Ziguinchor, du fait de l'influence permanent des alizés maritimes. L'amplitude diurne très élevée pendant la saison sèche (entre 15 et 20°C), diminue pendant la saison des pluies pour se situer entre 8 et 12°C.

II-3-1-2 Le domaine nord soudanien

Ce domaine est caractérisé par une saison des pluies de cinq mois (Fig.8). Le diagramme ombrothermique montre que les mois de juin et d'octobre sont, comme dans le domaine sud-soudanien, les mois de début et de fin de la saison des pluies. Cependant, la pluviométrie moyenne mensuelle est moins importante, avec un maximum se situant toujours au mois d'août 261mm à Nioro et 218 mm à Tambacounda. Les premières pluies, bien qu'étant faibles, arrivent à Tambacounda dès le mois de mai alors qu'elles ne sont observées à Nioro qu'à partir de juin. Ce décalage, comme dans le domaine sud soudanien, est également lié à des facteurs géographiques. La station de Tambacounda est plus éloignée de la côte que celle de Nioro, elle est ainsi plus continentale. Par ailleurs, comme dans le domaine sud soudanien, les mois de juillet, août et septembre ont une pluviométrie plus importante à Nioro. La pluviométrie moyenne annuelle est ainsi de 740,4mm à Nioro et de 713,7 mm à Tambacounda.

La température moyenne mensuelle plus faible en janvier, s'accroît progressivement jusqu'en mai, ensuite elle diminue pendant la saison des pluies pour s'élever à nouveau entre octobre et novembre et diminue à partir de décembre vers janvier.

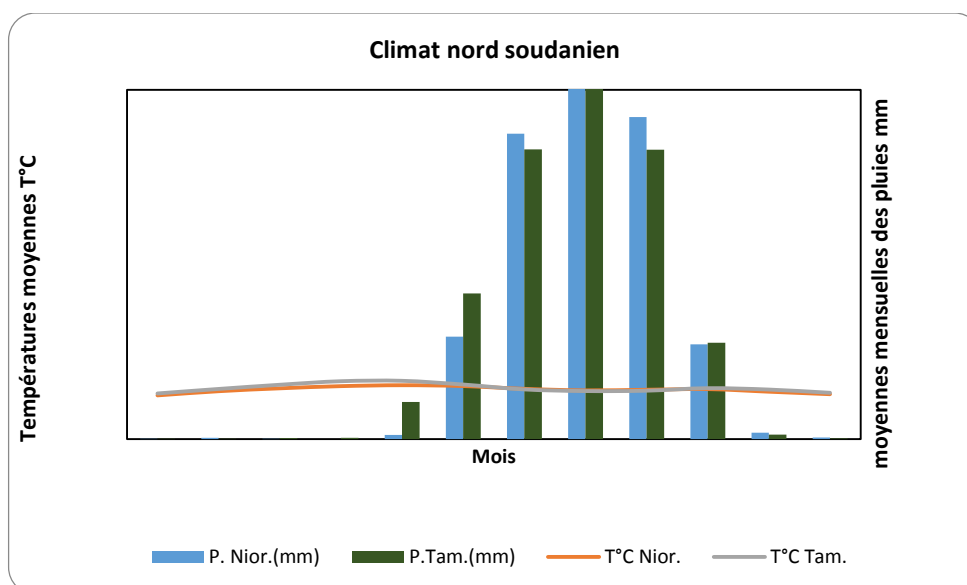


Figure 8 : Diagramme ombrothermique du domaine nord soudanien

(P.Nior,P.Tam et T°C Nior-T°C Tam : Pluie et température moyennes mensuelles à Nioro et Tambacounda).

Les températures moyennes maximales mensuelles sont supérieures à 32°C toute l'année. Le minimum est observé en août au milieu de la saison des pluies avec 32°C en moyenne aussi bien à Nioro qu'à Tambacounda. Un deuxième minimum est observé en

décembre-janvier à environ 35°C. De même on observe deux maximas ; dont un principal de l'ordre de 40°C en avril-mai et un secondaire à près de 37°C en novembre.

Les températures moyennes minimales sont plus faibles en janvier, de l'ordre de 15 à 18°C à Nioro et Tambacounda, elles augmentent pour atteindre respectivement un maximum de 24°C en juin et 26,2°C en mai. Pendant la saison des pluies ces températures baissent du fait de la nébulosité et des précipitations et se stabilisent au tour de 23,4°C et 22,5°C.

Les températures les plus élevées sont observées pendant la saison sèche parce qu'en ce moment la zone est sous influence de l'alizé continental ou Harmattan qui est un vent chaud et sec venant du Nord-Est. L'amplitude diurne est toujours élevée, 18 à 20°C pendant la saison sèche et 8 à 9°C pendant la saison des pluies.

II-3-2 Le domaine sahélien

C'est une région aride, qui s'étend entre les isohyètes 500 et 100mm ; il comprend le domaine sud sahélien entre 500 et 300 mm de pluviométrie annuelle et le domaine nord sahélien entre 300 et 100 mm.

II-3-2-1 Le domaine sud sahélien

Les données de trois stations, Dakar, Linguère et Matam ont été traitées pour analyser la pluviométrie moyenne mensuelle et la température. Le diagramme ombrothermique ci-dessous (Fig.9), montre l'existence d'une saison des pluies qui dure trois mois, les mois de juin et octobre n'en faisant plus partie, seuls les mois de juillet-août-septembre sont considérés comme pluvieux. Dakar observe un début de saison pluvieuse plutôt tardif. La pluviométrie moyenne mensuelle est toujours plus importante au mois d'août où l'on observe près de 150mm de pluie. La pluviométrie moyenne annuelle est plus faible à Dakar où elle est de 373,2mm, par rapport à Linguère 415,8mm et Matam 387mm. Exceptionnellement, Dakar qui se trouve à une latitude plus basse 14°44 est moins pluvieuse que Linguère 15°23 et Matam 15°38, ceci est dû à sa situation géographique. En effet, située dans partie la plus avancée sur l'océan atlantique, Dakar est sous l'influence quasi-permanent de l'alizé maritime venant de l'anticyclone des Açores au Nord, ce vent a tendance à ralentir la progression vers le Nord de la mousson qui vient de l'anticyclone de St Hélène au Sud, ce qui entraîne un démarrage tardif de la saison des pluies par rapport aux stations continentales situées dans la même bande climatique.

Les températures moyennes maximales sont naturellement plus faibles à Dakar où elles n'atteignent les 30°C que durant le mois d'octobre ; au niveau des autres stations qui sont continentales, les températures moyennes maximales sont, pendant toute l'année, supérieures à 32°C. Les températures moyennes maximales à Dakar tournent autour de 21°C de janvier à avril, valeur qui commence à s'accroître à partir de mai, pour atteindre un maximum de 27,7°C en octobre, puis baisse vers décembre (23°C). Les minima évoluent également de la même façon que les maxima. Les amplitudes diurnes les plus faibles au Sénégal sont observées au niveau de cette station avec des valeurs de l'ordre de 7°C pendant la saison sèche qui deviennent inférieures à 6°C pendant la saison des pluies.

Pour les stations de Linguère et Matam, l'évolution des températures moyennes maximales présente deux maxima et deux minima. On note ainsi, un maximum principal en mai (42°C à Linguère et 43°C à Matam), et un maximum secondaire en octobre (entre 38 et 39°C respectivement) ; alors que le minimum principal est observé en décembre-janvier (16 à 17°C), et le minimum secondaire est d'environ 24°C pendant la saison des pluies (juillet-septembre).

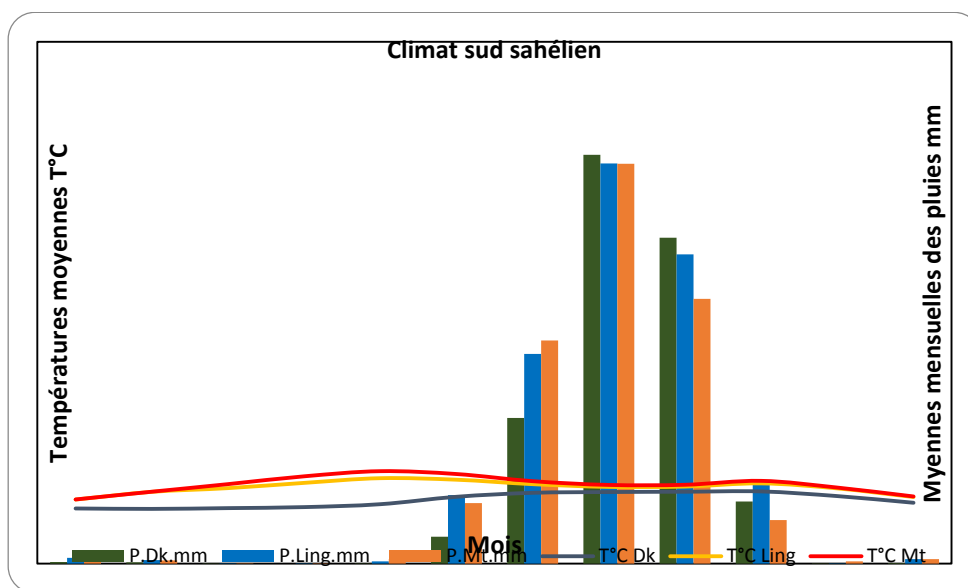


Figure 9 : Diagramme ombrothermique du domaine sud sahélien

(P. Dk, P.Ling, P.Mt et T°C Dk, T°C Ling, T°C Mt : pluie et température moyennes mensuelles à Dakar, Linguère et Matam)

II-3-2-2 Le domaine nord sahélien

Ce domaine situé entre les isohyètes 300 et 100 mm ne dispose que de deux mois de saison pluvieuse, les mois d'août et de septembre. Les premières pluies arrivent en juillet, mais la faiblesse des quantités précipitées fait que ce mois ne peut pas être considéré comme pluvieux (Fig. 10). La pluviométrie moyenne mensuelle est inférieure à 100 mm même en août. La station de Saint Louis qui se situe dans le domaine côtier (climat de la grande côte), enregistre plus de pluie que Podor qui est plus au nord et dans la zone continentale. Cependant, comme nous l'avons observé dans les autres domaines climatiques, les pluies en début de saison sont plus importantes à l'intérieur que dans la zone côtière, avec notamment un mois de juillet plus humide à Podor qu'à Saint Louis.

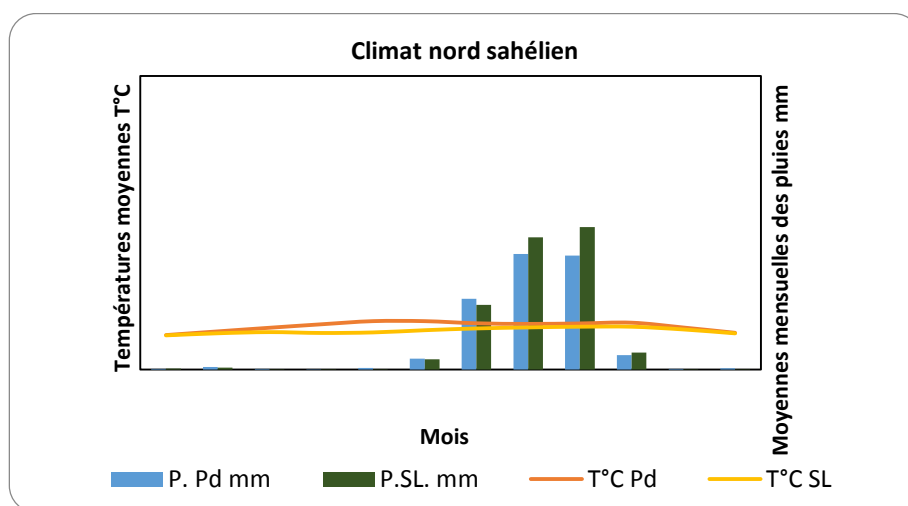


Figure 10 : Diagramme ombrothermique du domaine nord sahélien

(P.Pd, P.SL et T°C PD. TC°SL : Pluie et température moyennes mensuelles à Podor et à Saint Louis)

Les températures moyennes maximales à la station de Saint Louis, sont de 30°C en janvier, elles évoluent et restent autour de 32°C entre février et avril, puis baissent entre mai et juin (30°C) et augmentent à partir de juillet jusqu'à 34°C entre octobre et novembre. Concernant les températures moyennes minimales, elles augmentent progressivement de janvier (15°C) à septembre (25,3°C), puis elles baissent vers décembre/janvier. L'amplitude thermique est élevée, environ 14°C pendant la saison sèche, elle diminue pendant la saison des pluies où elle est de l'ordre de 8 à 9°C.

A Podor les températures, plus élevées, présentent une évolution avec deux maxima et deux minima. Les températures maximales moyennes ont des pics de 42°C en mai et de 39°C en

octobre, alors que les moyennes minimales évoluent graduellement jusqu'en octobre où elles présentent un maximum de 25,4°C.

II-4 Conclusion

L'analyse effectuée sur la base de la comparaison des diagrammes ombrothermiques de quelques stations réparties sur l'ensemble du territoire sénégalais a permis de caractériser le climat et de confirmer l'existence des différents domaines climatiques identifiés. Le découpage climatique s'est ainsi fait suivant la latitude ; mais également suivant la longitude, ce qui a permis de distinguer :

- le domaine climatique de la basse Casamance qui représente la composante littorale du climat sud soudanien ;
- le domaine climatique de la Petite Côte et du Sine Saloum qui constitue la partie littorale du domaine nord soudanien ;
- et le climat de la Grande Côte entre Dakar et St Louis qui correspond à la partie littorale du domaine sahélien

La saison des pluies est de plus en plus courte lorsqu'on remonte vers le Nord, de ce fait la pluviométrie annuelle diminue vers le Nord. L'essentielle des précipitations mensuelles tombe entre juillet et septembre, avec un maximum centré au mois d'août sauf dans le domaine climatique nord sahélien où le mois de septembre est souvent le mois le plus pluvieux.

CHAPITRE III : EVOLUTION DE LA PLUVIOMETRIE ANNUELLE

III-1 Variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie

Le changement climatique en Afrique sub-saharienne peut être perçu à travers une analyse de l'évolution des précipitations au cours du 20^{ème} siècle. Cette analyse permet de constater que la zone sahélienne a connu une alternance de périodes humides et de périodes sèches, notamment, la sécheresse des années 1913-1914 celle des années 1940-1944 et la grande sécheresse qui a débuté depuis les années 1967-1970 (Sène et *al.*, 2002). Beaucoup d'études ont été consacrées à la pluviométrie au Sahel du fait du déficit pluviométrique sans précédent enregistré depuis 1968 (Le Borgne, 1988 ; Dacosta, 1989 ; Dacosta et *al.*, 2002 ; Paturel et *al.*, 1996 ; Claude, 2007).

La pluie étant, d'une manière générale, un paramètre très variable, dégager des tendances nettes sur son évolution n'est pas aisé. Toutefois, lorsque des séries chronologiques assez longues sont disponibles, cette recherche peut être tentée.

III-1-1 Les données de l'étude

Les données pluviométriques utilisées dans ce travail proviennent du rapport de Leborgne (1988), pour la période allant de 1931 à 1985, de la base de données FRIEND-AOC pour la période entre 1986 à 1990 et de l'Agence Nationale de la Météorologie au Sénégal (ANAMS) pour ce qui est des données de 1991 à 2010. Les relevés de Saint Louis sont les plus anciennes, mais elles sont hétérogènes. De 1892 à 1902 ce sont les relevés de Saint Louis école, à partir de 1902 les observations sont effectuées à Saint Louis jusqu'en 1957 date à partir de laquelle Saint Louis Aéroport prend le relais. Les relevés de Dakar ont aussi été effectués au niveau de trois stations différentes ; de 1898 à 1944 les relevés sont de Dakar-Hôpital, de 1945 à 1946 de Dakar-Direction et depuis 1947 de Dakar-Yoff. Le démarrage des observations au niveau des autres stations est plus récent, entre 1920 et 1934 au fur et à mesure de l'implantation de ces dernières.

L'analyse de l'évolution du régime pluviométrique est faite avec les données de stations climatologiques se trouvant dans les différents domaines climatiques du Sénégal (fig.11). Il s'agit des stations localisées à :

- Kédougou, Ziguinchor respectivement pour le domaine sud soudanien continental et côtier (Basse Casamance) ;

- Nioro du Rip, Tambacounda pour le domaine nord soudanien ;
- Linguère, Matam et Dakar pour le domaine sud sahélien et pour la zone littorale du domaine sud sahélien ;
- Et Podor, Dagana pour le domaine nord sahélien et la station de Saint Louis située dans le domaine côtier.

Pour des besoins d'harmonisation liés à la disponibilité des données, la série chronologique 1931-2010, dans laquelle toutes les stations disposent de données, a été retenue.

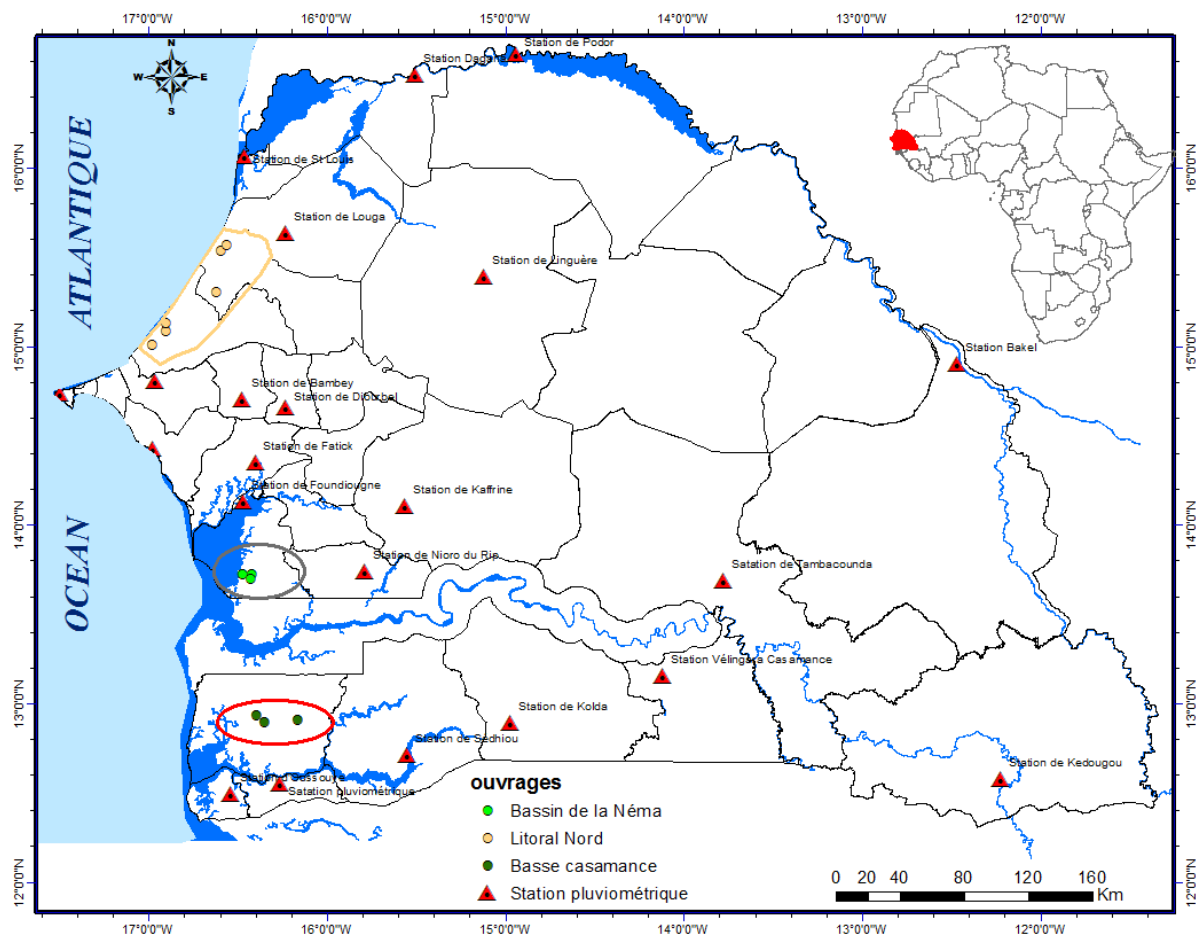


Figure 11 : Localisation des stations pluviométriques et des ouvrages piézométriques

III-1-2 Analyse de la pluviométrie

Définir le climat revient à déterminer les conditions moyennes de température et de pluviométrie. Ainsi, le climat de chaque région de la planète peut être défini par la méthode des écarts moyens (pluviométrie et température) (Joussaune S. 1999). C'est fort de cette observation, que l'étude de l'évolution annuelle de la pluviométrie en comparaison avec la moyenne interannuelle a été réalisée par la méthode de l'écart moyen. Cet écart est donné par le rapport entre la différence de la pluviométrie d'une année (x_i) à la moyenne (x_m) de la série à la moyenne (x_m), que l'on multiplie par 100 :

$$\text{Ecart moyen} = \left(\frac{x_i - x_m}{x_m} \right) * 100 (\%)$$

L'analyse statistique des séries chronologiques de données hydrométéorologiques est un outil d'identification des variations climatiques (Lubes-Niel et *al.*, 1998). L'analyse consiste, le plus souvent, à l'utilisation de méthodes, à l'application et à l'interprétation de tests statistiques.

III-1-2-1 Le domaine sud-soudanien

La Basse Casamance : les fluctuations de la moyenne pluviométrique interannuelle dans la zone de Ziguinchor, qui se situe dans la façade atlantique, sont très importantes (Fig.12), ce qui se traduit par de grands écarts à la moyenne. La fluctuation interannuelle des précipitations est une caractéristique de la zone soudano-sahélienne (Dacosta et *al.*, 2002). La courbe des moyennes mobiles de rang 4, tracée sur l'histogramme des pluies centrées réduites, a permis de détecter une rupture au sein de la série chronologique. Elle est constituée de deux séries dont l'une est globalement excédentaire et l'autre plutôt déficitaire. Cependant, analysée en détail, la série présente une succession de phases de courte durée ou alternent déficit et excédent pluviométrique.

Il se dégage de ces analyses que :

- De 1932 à 1940 la pluviométrie est excédentaire avec des excédents importants pouvant atteindre 42 à 46% en 1932 et 1936 ;
- de 1941 à 1946 une courte période où alternent déficit et excédent, cependant le déficit est plus important, ce qui a fait passer la courbe des moyennes mobiles sous la barre de la moyenne. Cette période est plutôt déficitaire ;

- une séquence excédentaire de plus longue durée, de 1947 à 1958, soit douze années consécutives à pluviométrie excédentaire dont le maximum est obtenu en 1955 avec près de 40% d'excédent ;

- une autre séquence de 1959 à 1967 caractérisée par une grande variabilité de la pluviométrie annuelle, qui se traduit par alternance de déficits et d'excédents par rapport à la moyenne interannuelle ;

- une longue période déficitaire de 1968 à 2010, c'est la grande sécheresse, durant cette période, les années excédentaires sont rares, seule l'année 1999 a eu à enregistrer un excédent significatif de l'ordre de 40%. Il faut remarquer que, entre 2005 et 2010, la pluviométrie connaît dans l'ensemble une hausse en enregistrant quatre années excédentaires sur cinq, ce qui ne s'est pas produit depuis la rupture de 1967.

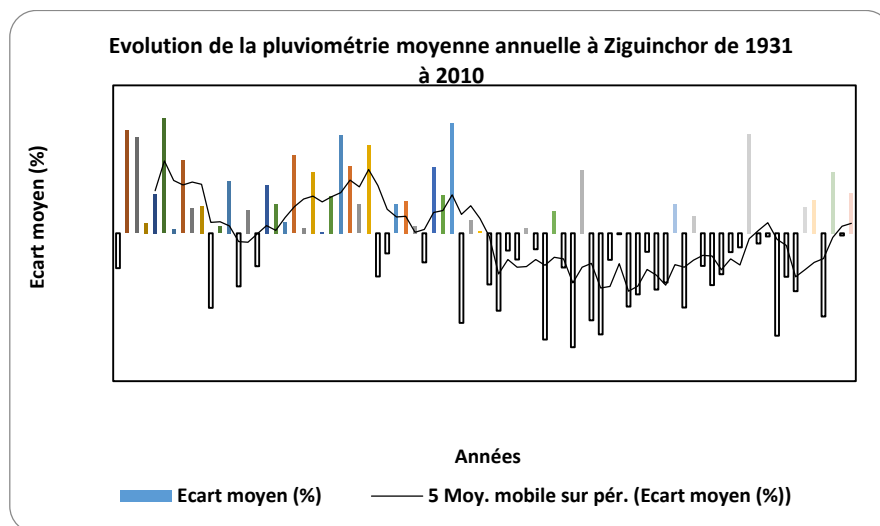


Figure 12 : Evolution des écarts à la moyenne des précipitations à Ziguinchor de 1931 à 2010

Les données pluviométriques de la station de Kédougou montrent qu'il existe une variation inter -annuelle de la pluviométrie. Cependant, les écarts par rapport à la moyenne interannuelle de la série ne sont pas très élevés, les pourcentages sont généralement inférieurs à 25%. Seules quelques années se singularisent avec des écarts relativement importants ; particulièrement, 1954 avec un excédent de 76% (fig. 13).

La tendance présentée par la courbe des moyennes mobiles est caractérisée par une succession d'abord de courtes périodes excédentaires et déficitaires de durée variable. En effet, la série débute par deux années déficitaires qui sont suivies de sept années successivement excédentaires (1933/1939). A partir de 1940 jusqu'en 1950, la pluviométrie est déficitaire et redevient excédentaire entre 1951 et 1966. Cette période est suivie par une longue phase

déficitaire allant de 1967 à 1996, durant laquelle seule une année a enregistré un excédent pluviométrique significatif, 1978 avec 30%. A partir de 1997 on observe un regain pluviométrique jusqu'en 2004 et la série se termine par une succession d'années sèches à l'exception de la dernière (2010).

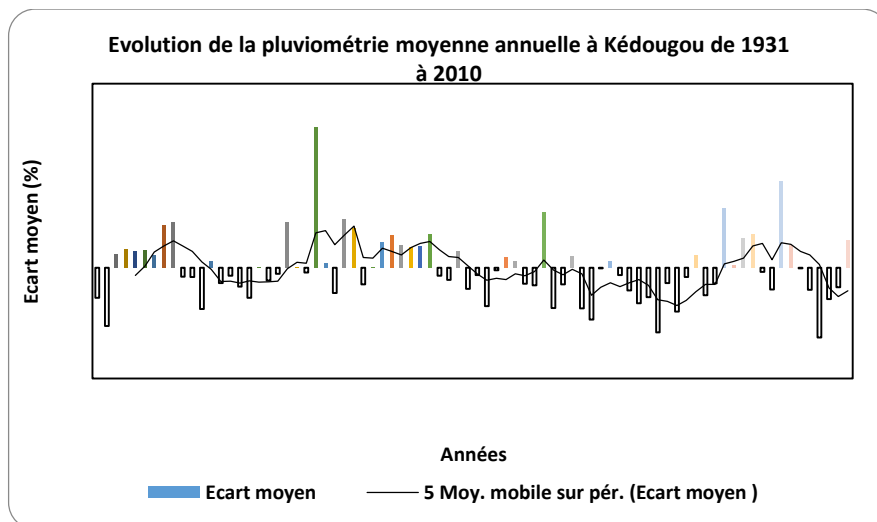


Figure 13 : Evolution des écarts à la moyenne des précipitations à Kédougou de 1931 à 2010

La série chronologique de la station de Kédougou met en évidence plusieurs phases pluviométriques de durée variable, marquées cependant par la prépondérance de deux périodes : une période humide de 1951 à 1966 et une période sèche, deux fois plus longue, de 1967 à 1996.

III-1-2-2 Le domaine nord soudanien

L'évolution de l'écart moyen interannuel du domaine nord soudanien présentée à la figure 14 indique une rupture au sein de la série des deux stations de référence du domaine ; ce qui se traduit par l'existence de deux périodes à moyennes et écart type différents, avec comme date charnière 1966/67.

- une longue séquence humide avec une pluviométrie essentiellement excédentaire, qui s'étend de 1931 à 1966/67 soit près de trente-cinq ans. Cette période humide présente seulement cinq années déficitaires à Tambacounda où l'année 1931 a été la plus sèche (- 42% de déficit). A Nioro, la série chronologique présente également des années déficitaires (1934, 1937, 1941, 1944) et une période relativement sèche de 1956 – 1965 avec une fluctuation excédent/déficit ; trois années successivement déficitaires, 1961, 1962 et 1963, ont été enregistrées avec un maximum de 27% en 1962.

- une seconde phase qui débute à partir des années 1967/68 et qui se prolonge jusqu'à nos jours. En 1983 et 1984 le déficit, particulièrement sévère est de 46% et 49% à Nioro et de 41 et 30% à Tambacounda. Au cours de cette phase déficitaire, quelques années enregistrent une pluviométrie importante avec des excédents de 27%, 29% et 25% respectivement en 1994, 2003 et 2010 ; tandis qu'à Nioro les maxima sont obtenus en 1999, 2003 et 2010 avec respectivement 27, 20 et 52% d'excédent.

Il est à noter cependant l'existence d'une période, allant de 2006/2007 jusqu'en 2010, qui présente une succession d'années à pluviométrie excédentaire. Ceci pourrait être lié à la variabilité interannuelle de la pluviométrie qui caractérise le régime pluviométrique, ou susciter l'espoir d'un retour à une nouvelle période humide.

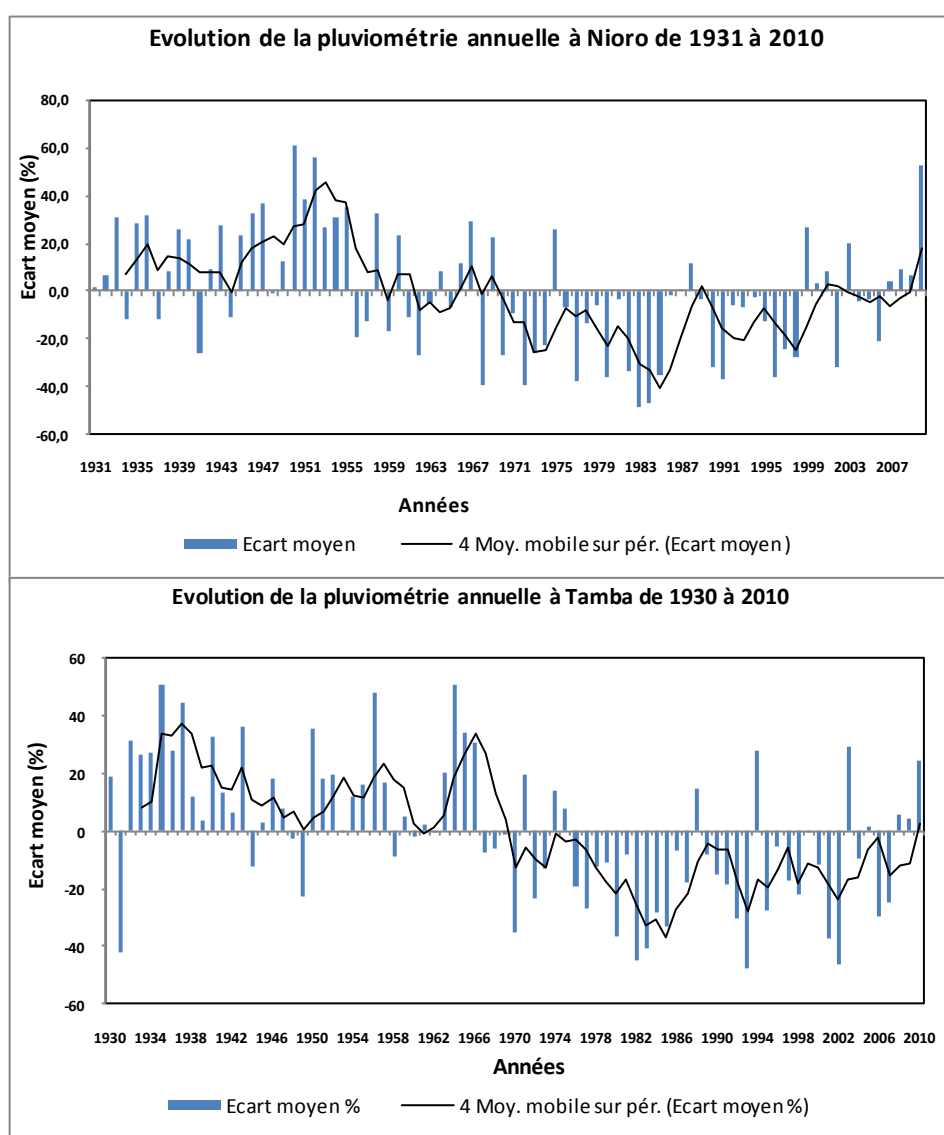


Figure 14 : Evolution des écarts à la moyenne des précipitations dans la zone nord soudanienne (1930-2010)

III-1-2-3 Le domaine sud-sahélien

Le domaine sud-sahélien est représenté par les stations de Dakar située dans la zone climatique de la grande côte, et les stations de Linguère et de Matam, avec une pluviométrie moyenne de l'ordre de 450mm/an. Les fluctuations interannuelles des écarts moyens sont plus importantes à Dakar, traduisant ainsi une forte variabilité annuelle de la pluviométrie (Fig. 15).

Les fluctuations des totaux annuels observées au niveau de la station de Dakar pourraient être liées à l'influence de l'Atlantique qui a pour effet, un début tardif de la saison des pluies par rapport aux stations de l'intérieur, avec cependant, des totaux annuels plus importants (Dacosta et *al.*, 2002). En dehors de ces fluctuations interannuelles, les trois séries chronologiques présentent globalement une évolution pluviométrique à deux phases ; une phase excédentaire et une phase déficitaire ;

- Une séquence excédentaire de 1931 à 1969, caractérisée par une pluviométrie généralement au-dessus de la moyenne interannuelle. Toute fois quelques années ont enregistré des déficits pluviométriques importants sans pour autant influencer la tendance humide de la période. Des excédents importants sont observés durant cette phase avec notamment 94 et 93% à Dakar en 1951 et 1967 ; 150% à Matam en 1936 et 50% en 1951 à Linguère où les excédents les plus importants sont enregistrés entre 2009 et 2010 avec 58 et 73%.

- Une seconde séquence déficitaire se définit de 1970 à nos jours. Le déficit pluviométrique qui s'est installé depuis les années 70 est devenu moins sévère à partir des années 2000, ce qui s'est traduit par une remontée de la courbe de tendance des moyennes mobiles. Ainsi, des années excédentaires ont été relevées à Matam entre 1999 et 2000 suivie d'une succession d'années déficitaires et d'une année à pluviométrie particulièrement importante, 2010 avec 33% d'excédent. A Dakar, ce sont les années 2005, 2009 et 2010 qui se sont signalées avec des excédents respectifs de l'ordre de 43, 19 et 24% pour Dakar, alors qu'à Linguère, 2009 et 2010 ont été exceptionnelles avec 58 et 73% d'excédent pluviométrique. Bien qu'il ait été observé au cours des dernières années une amélioration de la pluviométrie (apparition fréquente d'années excédentaires et réduction du pourcentage de déficit), cela s'avère insuffisant pour être considérée comme le prélude d'une troisième phase, qui donnerait un aspect cyclique à l'évolution de la pluviométrie annuelle.

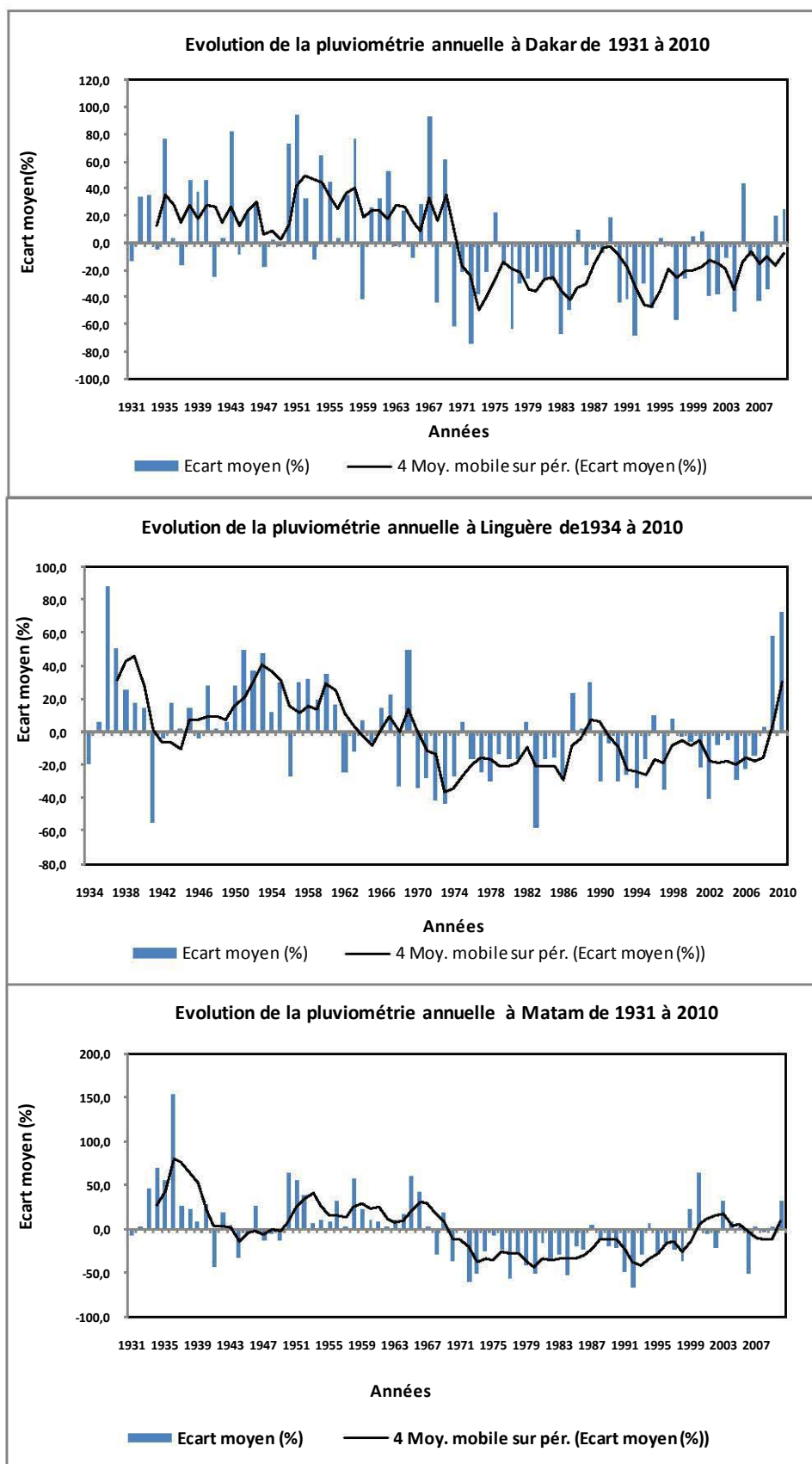


Figure 15 : Evolution des écarts à la moyenne des précipitations dans la zone sud sahéenne (1931-2010)

III-1-2-4 Le domaine nord-sahélien

Le domaine nord sahélien est représenté par la station de Saint Louis qui se trouve dans le littoral et les stations de Dagana et de Podor le long du fleuve Sénégal. L'évolution de la pluviométrie moyenne annuelle est également caractérisée par la présence d'une rupture séparant les séries chronologiques en deux grandes périodes : 1931-1970 et 1971-2010 (fig. 16).

- Une période excédentaire de 1931 à 1970, la station de Saint Louis, à l'instar des autres stations de la bande littorale, présente des amplitudes importantes des écarts moyens qui découlent d'une grande variabilité interannuelle de la pluviométrie moyenne. Le nombre d'années déficitaires et le taux de déficit est plus important à Saint Louis que partout ailleurs dans le domaine. Pendant cette phase humide, une succession d'années déficitaires est, parfois, observée dans la série, notamment, 1941-42 (-28% et -43%), 1945-46 (-32% et -9%) et 1960-62 (-37%, -14% et -7%). Ces années de déficit pluviométrique n'ont pas eu un impact significatif qui pourrait aboutir à une rupture de la série chronologique. Les données pluviométriques au niveau des stations de Dagana et de Podor évoluent de façon identique avec des écarts moyens réduits de même que le nombre d'années déficitaires dans cette phase humide.

- A partir de 1971 s'étend une période déficitaire durant laquelle les années excédentaires sont rare. Cependant, comme dans les domaines climatiques précédents, les années 2000 se singularisent par une pluviométrie nettement améliorée avec des excédents de l'ordre de 24, 41, 30 et 59% respectivement en 1999, 2000, 2001 et 2010 à Saint Louis ; les excédents sont enregistrés en 2001, 2003, 2005 et 2010 à Podor tandis qu'à Dagana, le déficit a persisté sauf en 2007 et 2008 où des excédents de 16 et 21% sont observés.

La succession de phases excédentaire et déficitaire, ainsi que le gradient latitudinal de l'évolution de la pluviométrie, montrent que la répartition des pluies est soumise à une forte variabilité tant spatiale que temporelle (Courel, 1984 ; Lebel *et al.* 1996).

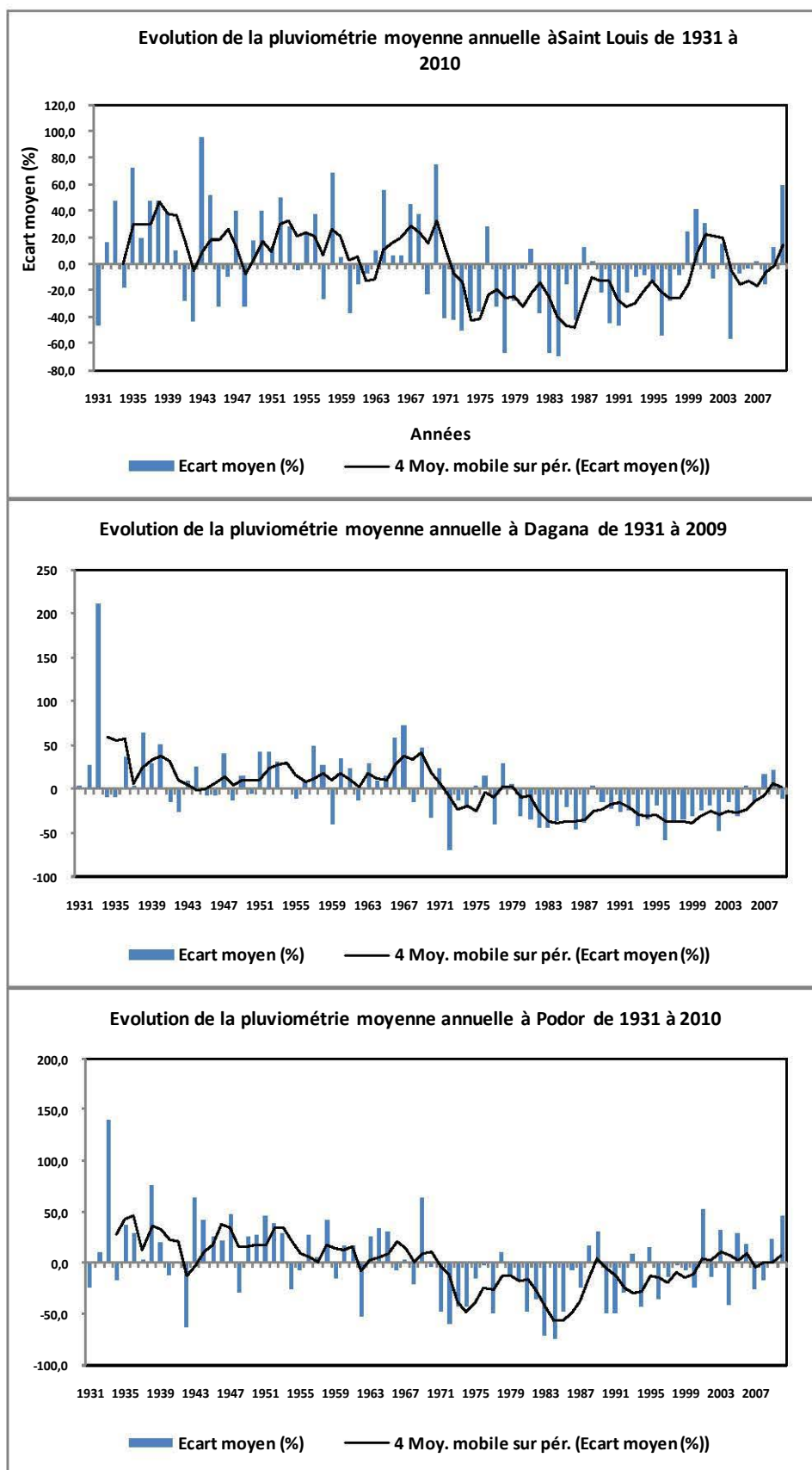


Figure 16 : Evolution des écarts à la moyenne des précipitations dans la zone nord sahélienne (1931-2010)

III-2 Tendances pluviométriques dans les différents domaines climatiques

L'étude des tendances pluviométriques entre 1931 et 2010 a été menée par une analyse statistique des séries chronologiques de données hydrométéorologiques, qui constitue un outil important dans l'identification des variations climatiques (Lubes-Niel et *al.*, 1998). L'analyse consiste le plus souvent à l'application et à l'interprétation de tests statistiques.

Les tests statistiques permettent d'identifier les années charnières du changement climatique. Ils viennent en appoint aux indices pluviométriques (Dao et *al.*, 2010). L'existence de modifications brutales dans les séries hydro-climatiques est une cause possible de l'hétérogénéité de ces séries. En analyse hydrologique, il est fréquent d'effectuer un test statistique sur une hypothèse. Il s'agit alors de formuler une ou deux hypothèses pour effectuer le test. Un test est ainsi, un outil pratique d'aide à la décision quand il s'agit de vérifier une hypothèse. Il permet de trancher entre deux hypothèses, dont une et une seule est vraie, au vu des résultats d'un échantillon (Renard, 2004-2005). Pour démontrer qu'une chose est vraie on émet l'hypothèse contraire que l'on appelle Hypothèse nulle H_0 et on calcule la probabilité d'observer les résultats sous cette hypothèse, l'autre hypothèse est appelée hypothèse alternative H_1 . La démarche adoptée pour les tests peut être résumée en quatre étapes (Michel et *al.*, 2002) : énoncer l'hypothèse nulle, déterminer la vraisemblance de l'échantillon sous cette hypothèse, choisir un seuil de décision et définir une règle de décision.

L'énoncé de l'hypothèse nulle conduira à une prise de décision pour le choix entre H_0 et H_1 , ce qui se fera avec deux types de risque d'erreur : rejeter l'hypothèse nulle H_0 alors qu'elle est vraie, c'est l'erreur de type 1 notée α ; ou l'acceptée alors qu'elle est fausse, c'est l'erreur de type 2 notée β ($1-\alpha$). La valeur ($1-\beta$) s'appelle la puissance du test « c'est la probabilité de rejeter H_0 si elle est fausse.

La détermination de la vraisemblance de l'échantillon conduit à la définition de la loi de distribution du test et des paramètres de l'échantillon. C'est à partir de la distribution du test statistique que l'on peut calculer le risque pour le rejet ou l'acceptation de H_0 .

Le seuil de décision ou encore seuil de signification est le risque consenti à l'avance que l'on note α , de rejeter à tort H_0 et de favoriser ainsi H_1 . Il faut alors définir un intervalle de confiance, qui est l'intervalle dans lequel on a un certain pourcentage de chance de trouver la vraie valeur du paramètre recherché (par exemple 9%, 95% et 90%).

Les tests peuvent être regroupés en deux catégories ; les tests sur le caractère aléatoire de la série (test d'indépendance) et les tests sur la stationnarité (test d'homogénéité, test de rupture). Un test est dit paramétrique si la connaissance de la fonction de densité de probabilité des paramètres est nécessaire ; dans le cas contraire il est dit non paramétrique.

Dans ce travail, les tests utilisés pour analyser les séries chronologiques des données de pluie sont consignés dans le logiciel KRONOSTAT de l'IRD (Institut de Recherche pour le Développement) de Montpellier. Il s'agit, le plus souvent, de méthodes de détection de rupture. Une rupture peut être définie comme un changement dans la loi de probabilité d'une chronique à un instant donné, le plus souvent inconnu (Lubès-Niel et *al.*, 1998). Ils permettent de vérifier l'homogénéité ou la stationnarité d'une série chronologique d'un paramètre hydro-climatique et d'apporter une réponse aux questions qui relèvent de la caractérisation de la variabilité climatique et de ses impacts sur les ressources en eau.

III-2-1 Présentation des méthodes

Les tests suivants ont été appliqués aux séries chronologiques de pluviométrie moyenne inter- annuelle : test de Pettitt, méthode bayésienne de Lee et Héghinian et procédure de segmentation de Hubert et Carbonnel. Les tests de Pettitt et de Lee et Heghinian détectent au maximum une seule rupture, tandis la procédure de la segmentation de Hubert permet d'en détecter plusieurs ruptures si elles existent dans une série chronologique.

III-2-1-1 Le test de Pettitt

Le test de Pettitt (1979) est un test non paramétrique dont la mise en œuvre suppose que pour tout instant t compris entre 1 et N , les séries chronologiques (x_i) $i = 1$ à t et $t+1$ à N , appartiennent à la même population (c'est l'hypothèse nulle de ce test). Il consiste à découper la série principale en deux sous séries à chaque instant t compris entre 1 et $N-1$; série 1 : $x_1, x_2, \dots, x_t$ et série 2 : $x_{t+1}, x_{t+2}, \dots, x_N$:

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

Où $D_{ij} = \text{sgn}(x_i - x_j)$ avec $\text{sgn}(x) = 1$ si $x > 0$; $\text{sgn}(x) = 0$ si $x = 0$; $\text{sgn}(x) = -1$ si $x < 0$

La série principale présente une rupture à l'instant t si les deux sous séries ont des distributions différentes, alors l'hypothèse nulle, qui dit que la série principale est homogène, est rejetée et une estimation de la date de rupture est donnée pour l'instant t .

Pour tester l'hypothèse nulle Pettitt utilise la statistique K_N définie par le maximum en valeur absolue de la variable $U_{t,N}$ pour t variant de 1 à $N-1$. Il donne la probabilité de dépassement approximative de la valeur k en utilisant la théorie des rangs :

$$Prob(K_N > k) \approx 2e(-6k^2/(N^3 + N^2))$$

Pour un risque de première espèce, H_0 est rejetée si cette probabilité est inférieure à α .

Dans ce cas la série présente une rupture au temps t définissant K_N .

La puissance et la robustesse de ce test ont été démontré surtout en ce qui concerne la recherche de rupture sur les moyennes (Lubès-Niel et *al.*, 1998). Ce test a fait l'objet de plusieurs publications (Paturel et *al.*, 1995 et 1996 ; Kigumbi, 2006), sur des études de changements de stationnarité du fait de sa capacité de détection de rupture.

III-2-1-2 Le test U de Buishand

Le test de Buishand (1982) utilise une méthode bayésienne qui se réfère au même modèle et aux mêmes hypothèses que l'approche de Lee et Héghinian. Il suppose que la série chronologique est homogène et peut être appliquée sur des variables suivant une distribution quelconque, néanmoins ses propriétés ont été particulièrement étudiées dans le cas de distribution suivant une loi normale. Le test utilise un modèle simple qui suppose une rupture en moyenne, en un instant inconnu (Lubès-Niel et *al.*, 1998).

En cas de rupture au sein de la série chronologique analysée, l'hypothèse nulle est rejetée, le test ne donne aucune estimation de la date de rupture.

Ce test utilise la somme cumulée des écarts à la moyenne ou à la médiane :

$$S_k = \sum_{i=1}^k (x_i - \bar{X})$$

Avec $k = 1, 2, 3, \dots, N$

Pour une série stationnaire il n'y a pas de rupture au niveau de la moyenne, ainsi les écarts cumulés devraient fluctuer autour de zéro. En effet, la stationnarité implique qu'il n'y ait pas de période pendant laquelle les valeurs s'écartent de la moyenne dans une direction donnée,

il y'aurait alors un écartement de S_k par rapport à zéro. En cas de rupture d'amplitude négative, (les écarts sont négatifs par rapport à la moyenne), les valeurs de S_k situées avant la rupture auront tendance à devenir significativement positives car la plupart des valeurs situées avant la rupture seront plus grandes que la moyenne et inversement pour une rupture d'amplitude positive.

La statistique U est définie par :

$$U = [N(N+1)]^{-1} \sum_{k=1}^{N-1} \left(\frac{S_k}{D_x} \right)^2$$

D_x est l'écart-type de la série.

Ce test est plus performant pour les ruptures qui interviennent au milieu de la série. Par ailleurs, la statistique U de Buishand est un test robuste et valide même pour des séries dont la distribution s'écarte de la normalité (Ardoin-Bardin, 2004). Ce test peut être complété par les ellipses de contrôle de Bois.

III-2-1-3 La méthode bayésienne de Lee et Héghinian

La méthode bayésienne de Lee et Héghinian (1977) est utilisée pour étudier un changement de moyenne sous la forme d'un saut dans une série chronologique (Kingumbi, 2006). Elle est différente d'un test statistique classique, elle est paramétrique et exige une distribution normale des variables étudiées.

La méthode de base de la procédure est la suivante : soit une série chronologique (x_i) ; $x_1, x_2, \dots, x_N$; supposée contenir une rupture de moyenne par saut à l'instant τ , elle peut être décrite de la façon suivante :

$$x_i = \begin{cases} \mu + \varepsilon_i & i=1, \dots, \tau \\ \mu + \delta + \varepsilon_i & i=\tau+1, \dots, N \end{cases}$$

Avec τ et δ définis comme étant respectivement la position de la rupture dans le temps et l'amplitude du changement sur la moyenne (saut de moyenne). Les ε_i sont indépendants, normalement distribués, de moyenne nulle et de variance σ^2 .

L'approche bayésienne se base sur les distributions marginales à posteriori de τ (en considérant uniquement la date de rupture). Si p , la densité de probabilité de τ , est uniforme à priori, c'est-à-dire que la rupture peut se produire en un instant ou en un autre, la formule de

Bayes permet de réactualiser cette distribution et la nouvelle distribution dite « à postériori » se calcule par la formule suivante :

$$P(\tau | x) \propto \frac{\sqrt{\frac{n}{\tau(n-\tau)}}}{\sqrt{R(\tau)^{n-2}}}$$

Avec :

$$R(\tau) = \frac{\sum_{i=1}^{\tau} (x_i - \bar{x}_{\tau})^2 + \sum_{i=\tau+1}^n (x_i - \bar{x}_{n-\tau})^2}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x}_n)^2} \quad \text{et} \quad \bar{x}_{\tau} = \frac{1}{\tau} \sum_{i=1}^{\tau} x_i \quad \bar{x}_{n-\tau} = \frac{1}{n-\tau} \sum_{i=\tau+1}^n x_i$$

L'approche bayésienne suppose qu'un changement de moyenne existe dans une série pour ensuite estimer la date probable de ce changement et son ampleur.

III-2-1-4 La segmentation de Hubert

Le principe de la segmentation de Hubert (Hubert et *al.*, 1989) est le découpage d'une série en m segments de telle sorte que la moyenne calculée sur chaque segment soit différente de celle de deux segments qui l'encadrent (ou segments voisins). Cette méthode a pour avantage de permettre la recherche de ruptures multiples correspondant à des changements de moyenne au sein d'une série chronologique.

Soit une série chronologique de N valeurs : $x_1, x_2, \dots, x_N$. Toute série X_i , $i=i_1, i_2$ avec $1 \leq i_1 < i_2 \leq N$, constitue une segmentation de la série initiale. Toute partition de la série initiale en m segments constitue une segmentation d'ordre m de cette série.

Soit une segmentation particulière d'ordre m pratiquée sur une série initiale :

- i_k ($k = 1, 2, \dots, m$) le rang dans la série initiale de l'extrémité terminale du $k^{\text{ième}}$ segment ;
 - $\bar{x}_k$ la moyenne du $k^{\text{ième}}$ segment ;
 - D_m l'écart quadratique entre la série et la segmentation considérée.
- D_m est défini comme suit :

$$D_m = D(i_1, i_2, \dots, i_m) = \sum_{k=1}^{k=m} d_k$$

$$d_k = \sum_{i=i_{k-1}+1}^{i=i_k} (x - \bar{x}_k)^2$$

Après la mise en œuvre de la procédure, l'écart quadratique (D_m) entre la segmentation et la série doit être minime, pour un ordre m de segmentation donné, pour que celle-ci soit retenue. Cette condition est nécessaire mais pas suffisante pour obtenir une segmentation optimale. C'est pour cela qu'une condition a été adjointe à cette méthode ; selon laquelle les moyennes des deux segments contigus doivent être significativement différentes, d'où l'application du test de Scheffé.

Cette procédure, considérée comme un test de stationnarité dont l'hypothèse nulle H_0 est « la série étudiée est stationnaire », a été utilisée dans plusieurs études de changement climatique (Hubert et *al.*, 1989 ; Kebaili-Bargaoui, 1990 ; Kingumbi, 2006). La puissance de ce test a été confirmée surtout au niveau de signification de 1% du test de Scheffé (Lubès-Niel et *al.*, 1998).

III-2-2 Application des méthodes de détection de rupture

Les tests de rupture ont été appliqués aux séries chronologiques des précipitations moyennes annuelles des neuf stations de référence précédemment étudiées.

III-2-2-1 Le domaine sud soudanien

Les tests utilisés s'effectuent sous trois niveaux de signification mais nous avons choisi l'intervalle de confiance de 95% (niveau de signification 5%), généralement utilisé pour les séries hydro-climatiques. L'application des tests de rupture aux stations de Ziguinchor et de Kédougou a donné les résultats consignés au tableau suivant :

Stations	Séries	Moyennes	Ecart type	Déficit/Excédent
Ziguinchor	1931 - 1967	1558	267,27	+9%
	1968 - 2010	1239	280,29	-13%
Kédougou	1931 - 2010	1227	222,72	

Tableau 3 : Statistiques des séries de la zone sud-soudanienne

- D'après les tests de Pettitt et de Buishand, la série chronologique de Ziguinchor est non stationnaire, alors que celle de Kédougou est stationnaire. Le tracé des ellipses de Bois confirme ce résultat (fig.17), en effet, la quasi-totalité des points de la somme des écarts à la moyenne de Kédougou se trouve à l'intérieur de l'ellipse, ce qui veut dire que la série est stationnaire, alors que pour Ziguinchor nous observons une situation différente avec la présence d'une rupture au tour des années 1960-70.

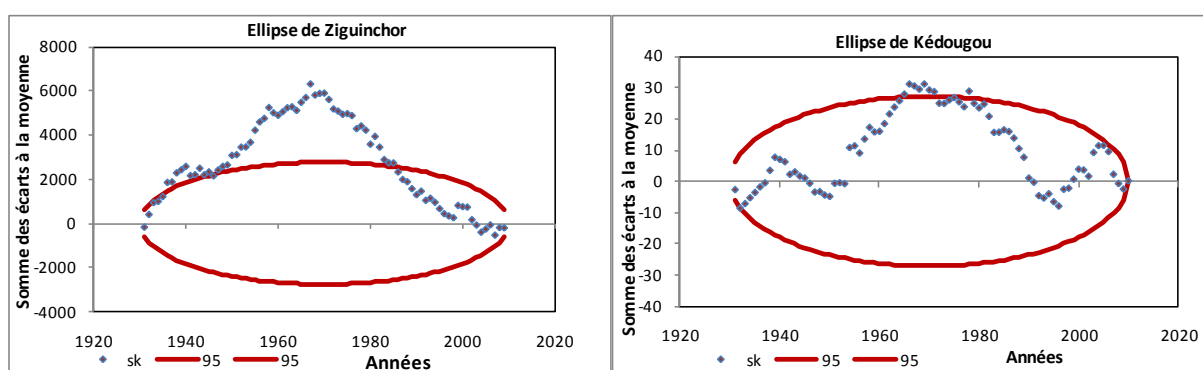


Figure 17 : Ellipse de Bois de Ziguinchor et Kédougou

L'approche bayésienne de Lee et Héghinian donne la position, à « postériori », du point de rupture en 1967 pour Ziguinchor.

Ces résultats sont confirmés par la segmentation de Hubert dont les résultats sont consignés au tableau suivant :

III-2-2-2 Le domaine nord soudanien

Les tests de Buishand et de Pettitt détectent la présence d'une rupture au sein des deux séries de la zone nord soudanienne. Le test de Lee et Heghinian donne le mode de la fonction de densité de probabilité à postériori de la position du point de rupture à 0,3432 en 1966 pour Tambacounda et à 0,1737 en 1967 pour Nioro du Rip. Les ellipses de Bois (Fig. 18) confirment l'existence de rupture qui met en évidence une période humide avant rupture et une période sèche après rupture. Cependant, il faut noter que vers les dernières années, (décennie 99 -2010), les écarts à la moyenne ont tendance à être positifs, ce qui a fait remonter la somme des écarts vers les valeurs positives. Ceci pourrait être considéré comme l'amorce d'une autre rupture qui conduirait à une troisième phase plutôt humide.

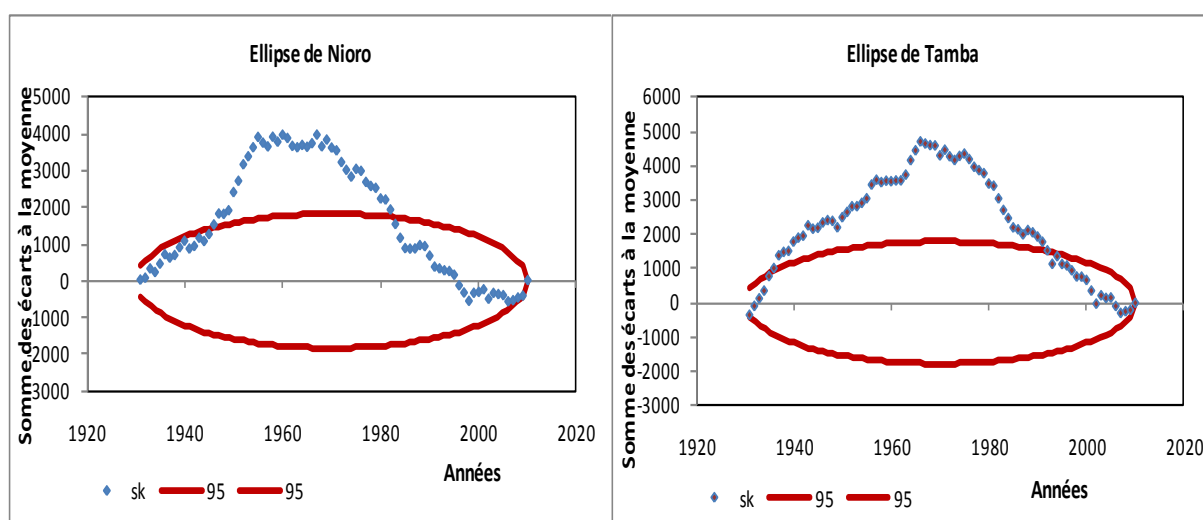


Figure 18 : Ellipse de Bois de Nioro et de Tambacounda

La segmentation de Hubert confirme l'existence d'une seconde rupture dans la série chronologique de Nioro, tandis que pour Tambacounda, une seule rupture est identifiée (tab.4) :

Stations	Séries	Moyenne (mm)	Ecart type	Déficit/ excédent
Nioro du Rip	1931 – 1967	923	182,98	+13%
	1968 – 1989	678	159,36	-17%
	1990 - 2010	862	176,05	+6%
Tambacounda	1931 – 1966	955	170,09	+15,6%
	1967 - 2010	702	163,84	-15%

Tableau 4 : Statistiques des séries de la zone nord-soudanienne

III-2-2-3 Le domaine sud sahélien

Les séries des stations du domaine sud sahélien sont aussi affectées par la rupture des années soixante. Cette rupture intervenue en 1970 représente le changement le plus important observé dans les séries chronologiques, malgré l'augmentation de la pluviométrie dans les années deux milles. Les ellipses de Bois (fig. 19) mettent bien en évidence la non stationnarité des séries et montrent à Linguère une évolution entre 2008-2010 qui pourrait être une autre rupture dû à un changement de la moyenne pluviométrique annuelle.

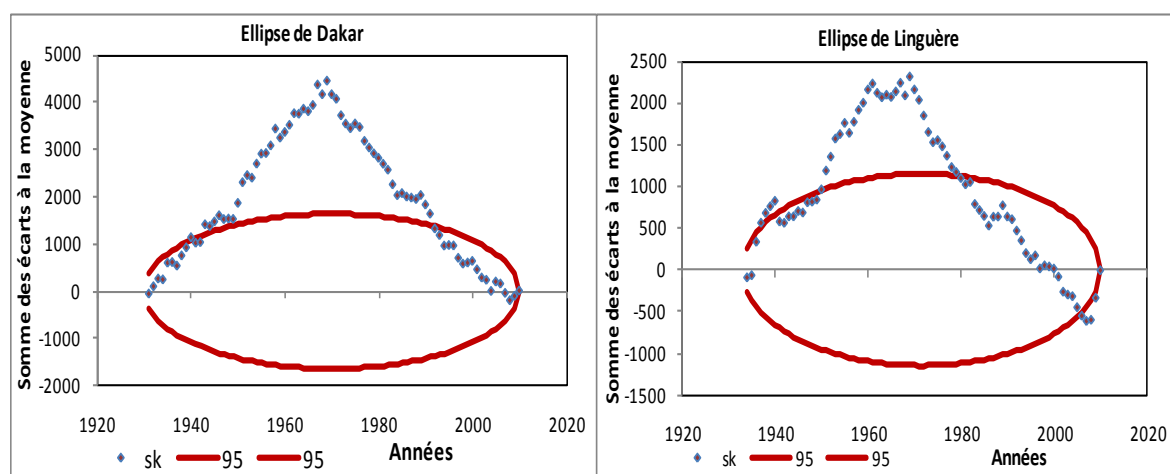


Figure 19 : Ellipse de Bois de Dakar et Linguère

La segmentation de Hubert (tab. 5) donne deux séries pour Dakar avec comme date charnière 1969/70 ; tandis qu'à Linguère, elle divise la série en trois sous séries caractérisées par des changements importants de moyenne.

Stations	Séries	Moyenne (mm)	Ecart type	Déficit/excédent
Dakar	1931 – 1969	577	169,03	+25%
	1970 – 2010	355	131,20	-23%
Linguère	1931 - 1969	517	124,26	+14%
	1970 – 2008	378	84,22	-16%
	2009 - 2010	749	47,3	+65%

Tableau 5 : Statistique des séries de la zone sud sahélienne

III-2-2-4 Le domaine nord sahélien

Le même scénario que pour les domaines précédents a été observé, c'est-à-dire une rupture significative dans les années soixante et pour certaines stations, l'ébauche d'une troisième phase. Les ellipses de Bois (fig. 20) confirment la non stationnarité des séries pluviométriques.

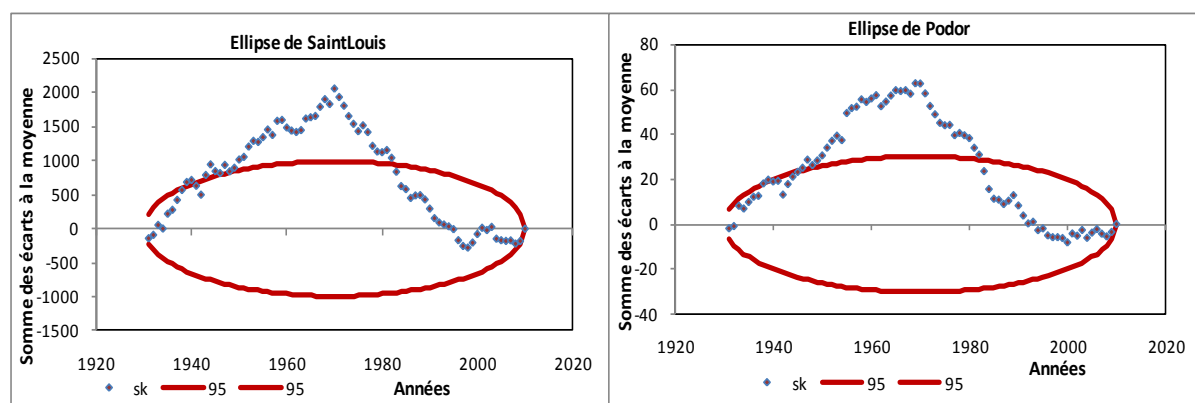


Figure 20 : Ellipse de Bois Saint Louis et Podor

La série de Saint Louis est constituée de trois sous séries homogènes d'après la segmentation de Hubert et celle de Podor de deux sous séries. La principale rupture est intervenue en 1970 à Saint et en 1969 à Podor (tab. 6).

Stations	Séries	Moyenne (mm)	Ecart type	Déficit/excédent
Saint Louis	1931 – 1970	355	108,69	+8%
	1971 – 1997	218	75,72	-33%
	1998 - 2010	324	89,08	-2%
Podor	1931 - 1969	310	96,76	+13%
	1970 – 2010	221	83,78	-19%

Tableau 6 : Statistique des séries de la zone nord sahélienne

III-2-3 Interprétation des résultats

L'analyse des séries pluviométriques a permis de mettre en évidence, d'une part, la grande variabilité de la pluviométrie dans la zone soudano-sahélienne avec succession de phases de déficit et de phases d'excédent pluviométriques ; d'autre part, une rupture significative de la pluviométrie interannuelle intervenue entre 1967 et 1970 avec généralement

une diminution assez importante de la pluviométrie annuelle. Ce résultat est en concordance avec ceux de plusieurs études réalisées sur l'évolution de la pluviométrie en Afrique, précisément dans la zone soudano-sahélienne (Paturel et *al.*, 1996 a et b ; Sow, Dacosta et *al.*, 2002 ; Kigumbi, 2006).

Cette rupture a été observée au niveau de toutes les stations étudiées (une partie des résultats est donnée en annexe) à l'exception de celle de Kédougou dont la série est plutôt stationnaire. Cependant, analysée sur une autre période, (1921-1998), la série de Kédougou présente une rupture en 1966, avec 1292 mm de moyenne avant rupture et 1126 mm après rupture (Dacosta et *al.*, 2002).

La rupture est intervenue de manière progressive du Sud vers le Nord. En effet, elle est effective entre 1966 et 1967 dans le domaine soudanien et entre 1969 et 1970 dans le domaine sahélien.

Les séries pluviométriques ont été subdivisées, en utilisant les résultats des analyses, en deux sous séries : une série avant la rupture (1931-1967) et une autre après rupture (1968-2010). De ce fait, l'évolution spatio-temporelle de la pluviométrie a pu être analysée à travers la dynamique des isohyètes. La figure 21 montre un glissement des isohyètes vers le Sud entre les périodes 1931-1967 et 1968-2010. Cette migration des isohyètes est plus accentuée à l'Ouest qu'à l'Est. En effet, les stations de Ziguinchor, Dakar et Saint Louis ont enregistré respectivement des déficits de 20%, 38% et 29% tandis que Kédougou a eu un déficit de 8% pour la même période et Bakel un léger excédent de 2%. L'isohyète 400 mm qui était à la latitude 16° Nord à l'Ouest est descendu jusqu'aux environs de 15° N, soit près de 1° (111 km) de glissement. L'isohyète 1400 mm a disparu du territoire sénégalais.

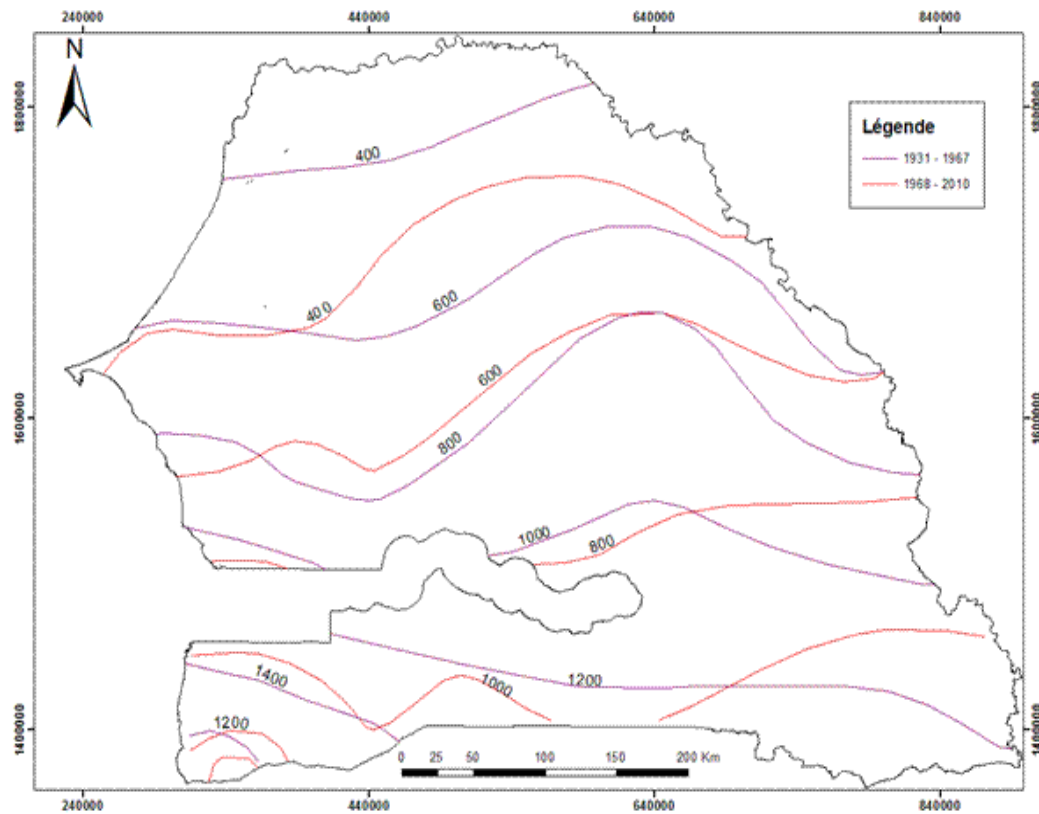


Figure 21 : Migration des isohyètes de la période 1931-1967 par rapport à la période 1968-2010

Dans le souci de situer la décennie 1999-2010 dans le contexte déficitaire, nous avons segmenté les séries chronologiques en trois sous séries : 1931-1967, 1968-1998 et 1999-2010. Avec la figure 23, on constate que les isohyètes de la période 1999-2010 ont remonté vers le Nord par rapport à celle de la période 1968-1998 ; ceci signifie une amélioration sensible de la pluviométrie pour toutes les stations étudiées. L'isohyète 1200 qui ne subsistait qu'en Basse Casamance dans le domaine sub-guinéen est réapparue au Sud-est du pays.

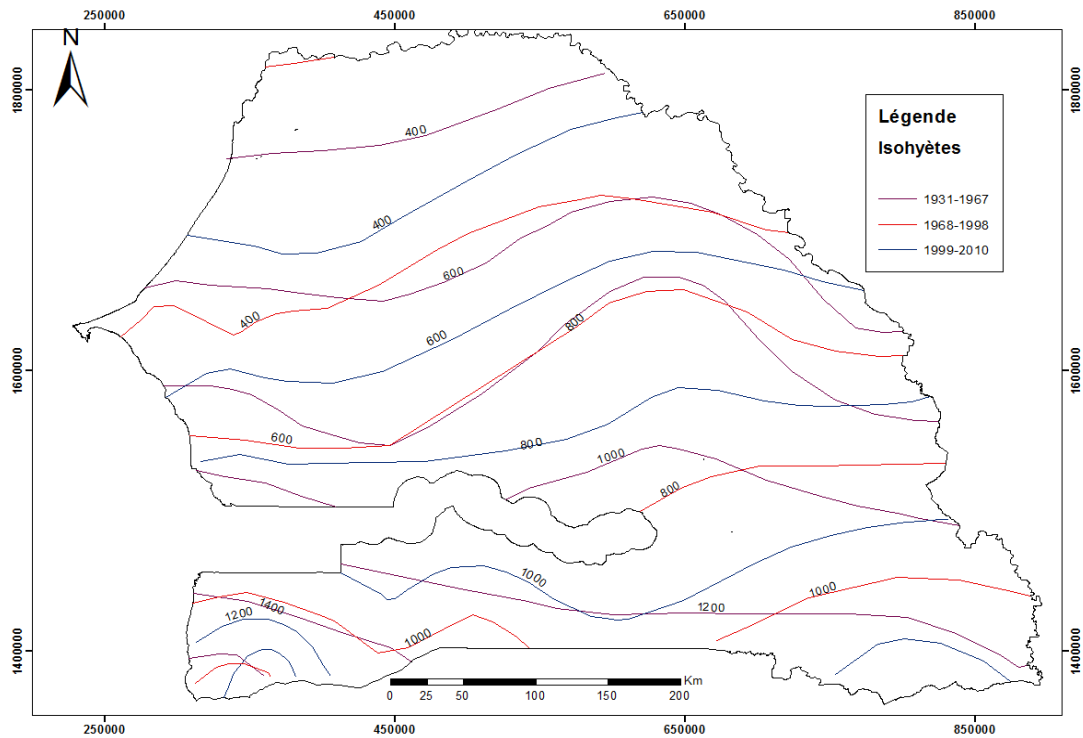


Figure 22 : Migration des isohyètes entre les périodes 1931-67, 1968-98 et 1999-2010

III-2-4 Conclusion

L'analyse de l'évolution de la pluviométrie interannuelle par la méthode des écarts moyens a d'abord permis de mettre en évidence la variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie dans la zone soudano-sahélienne avec une succession de courtes périodes excédentaires et déficitaires. Par ailleurs, elle a permis d'observer un changement important de la moyenne interannuelle vers les années 1967-71, divisant les séries chronologiques en deux grandes périodes, une première période humide de 1931 à 1967/71 et une période sèche avec un déficit sévère de l'ordre de 20 à 38% à partir de 1968, malgré parfois la présence de périodes sèches ou humides de courte durée à l'intérieur de ces deux phases. L'application des tests statistiques confirme ce déficit car les différentes procédures ont souligné une rupture avec une baisse au sein des séries chronologiques de la pluviométrie annuelle. Les déficits pluviométriques observés sont plus importants dans la zone littorale où ils avoisinent les 24 et 40%, avec une variabilité interannuelle de la pluviométrie plus accentuée. La période 1999-2010 est caractérisée par un répit du déficit pluviométrique précédent, les déficits par rapport à la période humide sont de l'ordre de 3% à 12% donc moins sévères. Ces résultats ont montré une rupture par rapport à la grande sécheresse qui a débuté dans les années 1967/70.

**DEUXIEME PARTIE : EVOLUTION DES
RESSOURCES EN EAU SOUS
CONTRAINTE CLIMATIQUE**

CHAPITRE IV : IMPACT DE L'EVOLUTION PLUVIOMETRIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAU

IV-1 Les écoulements de surface

Dans la majorité des cas, le terme entrant du bilan hydrique au niveau du bassin versant hydrologique se résument aux seules précipitations sous forme de pluie. La baisse dans les apports de cette composante a sérieusement affecté les ressources en eau de surface. Plusieurs auteurs ont étudié et mis en évidence cet impact négatif de la baisse pluviométrique, qui a débuté aux années 60 -70 en Afrique sub-saharienne, sur le régime d'écoulement des bassins fluviaux (Olivry, 1987 ; Ardoin-Bardin, 2004 ; Mahé, 2006 ; Laraque et Olivry, 1996)

Le réseau hydrographique du Sénégal est tributaire d'une part, de la géologie et de la géomorphologie, et d'autre part, de la pluviométrie sous-régionale. En effet, la plupart des cours d'eau qui traversent le Sénégal prennent leur source hors du pays. Le réseau hydrographique sénégalais comporte principalement quatre cours d'eau, qui sont du Nord au Sud : le fleuve Sénégal, le cours moyen de la Gambie et le fleuve Casamance qui débouchent sur une côte basse et sablonneuse. A ces axes principaux, s'ajoutent des rivières relativement importantes comme l'Anambé et la Kayanga en Casamance, qui jouent un rôle de premier plan dans l'agriculture irriguée. Les marigots de Bignona et de Guidel, sur lesquels des barrages anti-sel ont été édifiés, permettent la pratique de la riziculture dans les bas fonds qu'ils protègent contre l'invasion marine. Hormis ces principaux axes hydrauliques, la plupart des vallées se sont asséchées, ne fonctionnant que pour le drainage du ruissellement. L'écoulement fluvial est en général directement influencé par le régime saisonnier des précipitations. En effet, tout le bassin est caractérisé par une répartition saisonnière tranchée (saison des pluies ; saison sèche). Dans le Fouta Djallon la saison sèche, plus ou moins longue, dure de novembre à avril, tandis que vers le nord, elle s'allonge, avec une diminution des totaux annuels. Par ailleurs, l'irrégularité interannuelle des précipitations s'accroît du Sud au Nord (Diop, 1990).

D'autres ressources en eau de surface existent au Sénégal, notamment le Lac de Guiers qui est la seule réserve en eau de surface du pays, les mares et autres dépressions se remplissant d'eau durant la saison des pluies ne sont que temporaires.

D'anciennes vallées naguère humides, se sont asséchées et sont devenues des vallées fossiles. Il s'agit des vallées fossiles du Ferlo, du Sine et du Saloum.

Dans ce qui suit, nous allons présenter sommairement les principaux cours d'eau du réseau hydrographique sénégalais. Cependant, l'analyse de l'impact de la péjoration climatique sur les eaux de surface se fera avec les données de la station de Bakel sur le fleuve Sénégal. Du Sud vers le Nord, on distingue :

IV-1-1 La Casamance

Située au Sud du pays, elle coule d'Est en Ouest sur un parcours d'environ 350 km de long, dont les 260 km sont pérennes. Elle est issue de la réunion de plusieurs petits marigots situés près de Saré Baïdo au Mali et forme dans sa partie aval une zone estuarienne occupée par les eaux marines jusqu'à 152 km de l'embouchure. Ces petits affluents sont souvent à sec pendant la saison sèche, l'écoulement n'est pérenne qu'en aval de Fafakourou grâce à des résurgences. Son bassin versant est de l'ordre de 21 050 km² et se trouve entièrement dans le territoire sénégalais. Elle est caractérisée par un relief peu accentué, dont le point culminant, constitué par les formations du Continental Terminal très perméable, se situe à 60 m d'altitude environ. La Casamance reçoit plusieurs affluents le long de son parcours vers la mer, dont le plus important est la Soungrougrou. En aval de Ziguinchor, les affluents connus sous le nom de Bolons entaillent profondément le plateau gréseux du Continental Terminal. Il s'agit des marigots de Bignona, de Diouloulou et de Baïla qui en sont les plus importants. Malgré la faiblesse de la pente, l'écoulement est, en général, suffisant pour réalimenter les réserves hydrologiques qui soutiennent les débits fluviaux jusqu'en saison sèche. Pendant l'étiage, les eaux marines envahissent son cours jusqu'à plus de 200 km de l'embouchure. Depuis les années 70, la Casamance fait face à une décroissance importante des débits avec des étiages absolus à partir des années 1980 (Malou et al, 1999). Le déficit pluviométrique a réduit l'écoulement de la Casamance de plus de la moitié (Diop, 1990) ; si bien que du fait de l'importance de la variabilité inter-annuelle de la pluviométrie, l'écoulement du fleuve Casamance connaît des fluctuations considérables d'une année et d'une saison à l'autre.

IV-1-2 La Gambie

Le fleuve Gambie est long de 1 150 km, dont 477 km se trouvent dans le territoire sénégalais. Il traverse ainsi quatre pays dont la Guinée où il prend sa source dans le Fouta Djallon central, une petite partie de la Guinée Bissau, le Sénégal dont il draine la partie orientale et la Gambie. Il couvre un bassin versant de 77 000 km², orienté SE-NW dans sa partie amont. Il prend une orientation E-W peu avant son entrée en Gambie. Sa pente est très forte dans son cours supérieur et elle est abondamment alimentée par les pluies qui tombent sur son haut bassin (Michel, 1973). Cet écoulement important dans le haut bassin chute en aval de Gouloumbo du fait d'apports quasi nuls ; en fait les petites rivières dans cette zone ont des écoulements très faibles. Durant l'étiage la zone d'influence de la marée peut aller jusqu'à 500 km de l'embouchure, à la station de Gouloumbo. La pénétration très profonde de la mer est une des caractéristiques du fleuve Gambie et la position de l'interface eau douce /eau salée varie avec les débits du fleuve associés à la dynamique de la marée (Ardoin-Bardin, 2004). Le déficit pluviométrique a eu des répercussions sévères sur son régime puisque son volume d'eau annuel est passé de 8,7 milliards de m³ à Gouloumbo en 1974-75 à 2,5 Milliards de m³ en 1983-84.

IV-1-3 Le Sine et le Saloum

L'estuaire du Saloum est constitué de trois bras de mer : le Saloum au Nord et Nord-Est, le Diombos au centre et le Bandiala au Sud, qui délimitent de nombreuses îles. La seule rivière pérenne de la zone est la Néma qui, en dépit des débits moyens mensuels faibles (0 ,7 m³s⁻¹ en saison des pluies), se maintient à une côte de quelques centimètres à la station de Néma Ba durant toute l'année (Diop, 1990, Ngom, 2000). Quant au Sine, il prend sa source en amont de Foundiougne, mais sa partie aval est occupée par des vallées asséchées où s'accumulent les eaux de ruissellement issues des pluies.

IV-1-4 Le fleuve Sénégal

IV-1-4-1 Contexte hydrologique

C'est de loin le fleuve le plus important de la région, il est formé par la confluence du Bafing et du Bakoye, qui prennent leur source en république guinéenne. Le Bafing, long de 760 km, prend sa source dans le massif du Fouta-Djalon à une altitude de 800m. Il amène environ la moitié du débit du fleuve Sénégal avec une moyenne annuelle de $403\text{m}^3\text{s}^{-1}$. Quant au Bakoye, il prend sa source à proximité de la limite méridionale du plateau Mandingue, à 703m d'altitude. D'une longueur de 560 km, il a un débit moyen annuel de l'ordre de $170\text{ m}^3\text{s}^{-1}$ (Seck, 2003). Ces deux rivières se dirigent vers le Nord le long d'un parcours caractérisé par la présence de nombreuses chutes et se rencontrent à Bafoulabé à environ 1083km de l'océan Atlantique. Le principal affluent en rive gauche est la Falémé qui prend aussi sa source dans le Fouta- Djalon à 800 m d'altitude, parcourt 650 km avant de rejoindre le fleuve Sénégal à 30 km en amont de Bakel où son débit moyen annuel est de l'ordre de $200\text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Le fleuve Sénégal traverse ainsi, quatre pays de l'Afrique occidentale, la Guinée, le Mali, la Mauritanie et le Sénégal, et draine un bassin versant de $337\,000\text{ Km}^2$ (fig.23 a).

La station de Bakel contrôle l'ensemble des débits transitant dans la vallée, car, à l'aval, le fleuve ne reçoit plus (en rive droite) que quelques affluents de moindre importance voire insignifiants tels que la Kolimbiné le Karakoro, le Ghorfa et le Gorgol qui en est le plus important. En aval de cette station, la pente très faible du fleuve, en moyenne $1,4\text{ cm/km}$ entre Saint Louis et Bakel, donne lieu à des phénomènes de dégradation hydrographique avec la présence de défluent de plaine d'inondation, de lacs etc...

Le fleuve coule dans une grande vallée alluviale qui se dirige d'abord vers le Nord-Ouest en constituant la frontière entre le Sénégal et la Mauritanie ; ensuite, il décrit une grande boucle pour se diriger vers l'Ouest aux environs de 15° de longitude Ouest. En aval de Dagana, le Sénégal alimente deux grandes dépressions : le lac Rkiz en rive droite et le lac de Guiers se prolongeant par la vallée du Ferlo en rive gauche. A 80 km de la mer, le fleuve entre dans une région basse deltaïque à hydrographie très anastomosée. Dans cette zone il s'infléchit vers le Sud-Ouest, pour ensuite prendre une direction nord-sud, avant de se jeter dans l'océan Atlantique au Sud de Saint Louis.

Le bassin versant du fleuve Sénégal, est subdivisé en deux parties :

- le haut bassin allant du Fouta-Djallon à Bakel, caractérisé par un relief accidenté avec la présence de hauts plateaux pouvant atteindre plus de 1000m d'altitude (plateau de Dalaba 1425

m et Mont Loura 1515m). C'est la zone climatique guinéenne à sud-soudanienne avec une pluviométrie moyenne annuelle située entre 800 et 1200 mm ;

- le bassin inférieur de Bakel à l'embouchure est une vaste plaine alluviale à faible pente, à relief plat interrompu par la présence de hautes levées fluvio-deltaïques correspondant aux dépôts du Quaternaire. C'est la zone climatique allant du domaine nord soudanien au domaine nord sahélien où la pluviométrie moyenne annuelle est de l'ordre de 700 à 200 mm.

Le bassin inférieur est à son tour subdivisé en :

- haute vallée en amont de Bakel
- moyenne vallée de Bakel à Dagana
- basse vallée entre Dagana et Richard Toll
- delta de Richard Toll à l'embouchure. (figure 23 b)

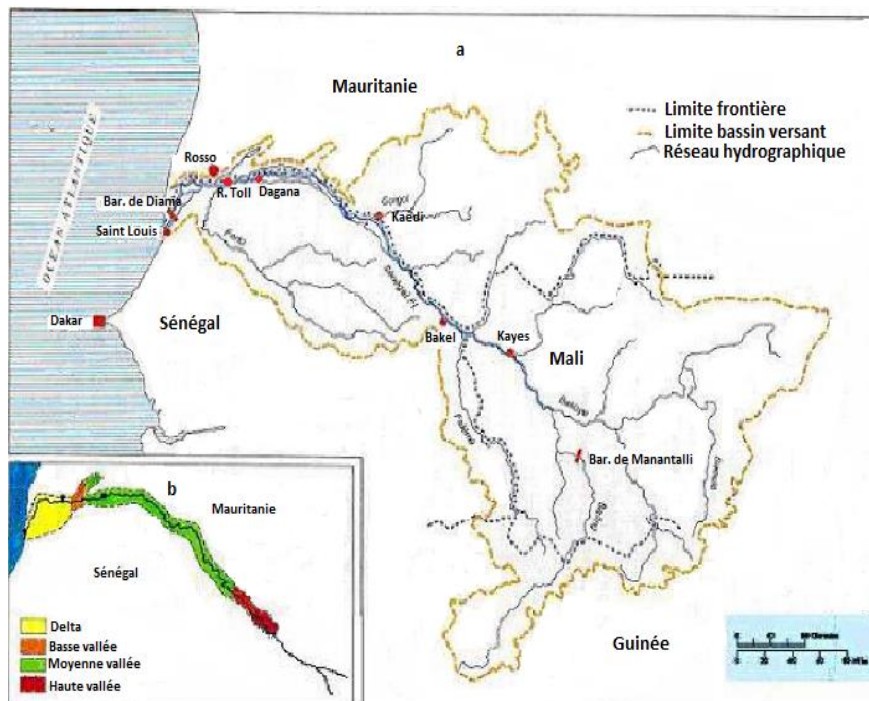


Figure 23 : Le bassin du fleuve Sénégal

Le bassin du fleuve Sénégal est caractérisé par un climat à une seule saison des pluies, avec un maximum de précipitation enregistré entre juillet et septembre. Le régime du fleuve Sénégal dépend naturellement des conditions climatiques de l'ensemble du bassin, mais surtout de la zone guinéenne, où ses principaux affluents prennent leur source.

La crue du fleuve est alimentée par les précipitations qui commencent en avril dans le Fouta-Djalou, deviennent abondantes en mai dans le massif de Timbis, et amorcent la crue de

la Falémé et du Bafing puis du Bakoye. Ces eaux ruissellent rapidement et atteignent la vallée alluviale à Bakel. Vers la fin du mois de mai, début juin, la crue du Baoulé, puis du Kaoulou en juillet apportent leurs eaux à la crue générale du fleuve.

A partir de Bakel, le Sénégal est typiquement un fleuve allochtone, dont le débit provient uniquement de l'amont, seules quelques averses apportent un peu d'eau aux affluents de ce secteur. Entre Bakel et Richard Toll, la vallée alluviale, large de 10 à 25km, constitue une zone d'inondation par la crue du fleuve qui, en sortant de son lit mineur large de 200 à 400 m, décrit de nombreux méandres du fait de la faiblesse des pentes et remplit les cuvettes argileuses formant le Walo. Cette crue fertilise les terres agricoles en apportant chaque année des éléments fertilisants qui tapissent le fond des cuvettes de décantation.

Le delta, partie terminale, est caractérisé par la présence de nombreux défluent et deux grandes dépressions : le lac Rkiz sur la rive droite et le lac de Guiers sur la rive gauche. Un réseau dense de rivières et marigots se forme à l'intérieur des terres du delta avant de rejoindre le fleuve qui débouche sur la mer par une seule embouchure.

IV-1-4-2 Evolution du régime du fleuve Sénégal à Bakel

Le régime hydrologique du fleuve Sénégal est caractérisé sur l'ensemble de son cours par une saison de hautes eaux de juillet à octobre et une saison de basses eaux de décembre à juin. Un tarissement régulier succède au passage de la crue et se prolonge pendant toute la période de basses eaux assurant un faible écoulement permanent à partir de Kayes, excepté pour les années déficitaires. Ce régime a fortement été affecté par la variabilité interannuelle du régime pluviométrique. Les modules annuels du Sénégal à Bakel présentent ainsi un coefficient de variation (C_v) de 0,45 pour la période allant de 1967 à 1987. En l'occurrence, la péjoration climatique qui s'est installée depuis les années 70, a provoqué un amoindrissement de la puissance des crues annuelles. Les débits du fleuve Sénégal sont observés depuis 1903 à la station de Bakel ; D'après Olivry (1987), des corrélations entre les données historiques et les observations hydrologiques ont permis d'estimer le module moyen interannuel à $900\text{m}^3\text{s}^{-1}$ pour la deuxième moitié du 19^{ème} siècle ; ce module calculé à partir des observations entre 1903 et 1987 s'est réduit à $702\text{ m}^3\text{s}^{-1}$.

L'examen de la série chronologique des débits mensuels observés à Bakel de 1930 à 2009, (fig. 24), montre une fluctuation saisonnière. La montée des eaux s'amorce au mois de juillet, se poursuit pour atteindre un maximum en septembre ; ensuite, le débit baisse rapidement pour se retrouver à moins d'un tiers, du débit maximal observé, au mois de novembre. Le débit

continue ensuite à décroître progressivement pour atteindre son minimum entre avril-mai-juin. Deux périodes déficitaires apparaissent sur le graphique : une première période courte de 1940 à 1944 et une seconde et longue période allant de 1972 à 1992, marquée par l'ampleur du déficit d'écoulement qui a atteint 47% comparée au module de 1904 à 1992. De 1974 à 1986, l'écoulement du fleuve cesse à Bakel au plus fort de l'étiage. Ce déficit d'écoulement pendant l'étiage est le résultat de la diminution des réserves souterraines des bassins fluviaux concomitamment au cumul des déficits pluviométriques. La rupture observée dans les séries chronologiques de la pluviométrie annuelle s'est répercutée sur le régime de tarissement du cours d'eau. La vidange des nappes de versant, caractéristiques de l'hydrogéologie de certains bassins fluviaux, suit une loi de tarissement à décroissance exponentielle. Ainsi, le temps nécessaire pour que le débit du Sénégal diminue dans le rapport de 10 à 1 pendant la phase de tarissement, est passée de 4 mois à 2 mois entre 1970 et 1990 (Olivry, 1994).

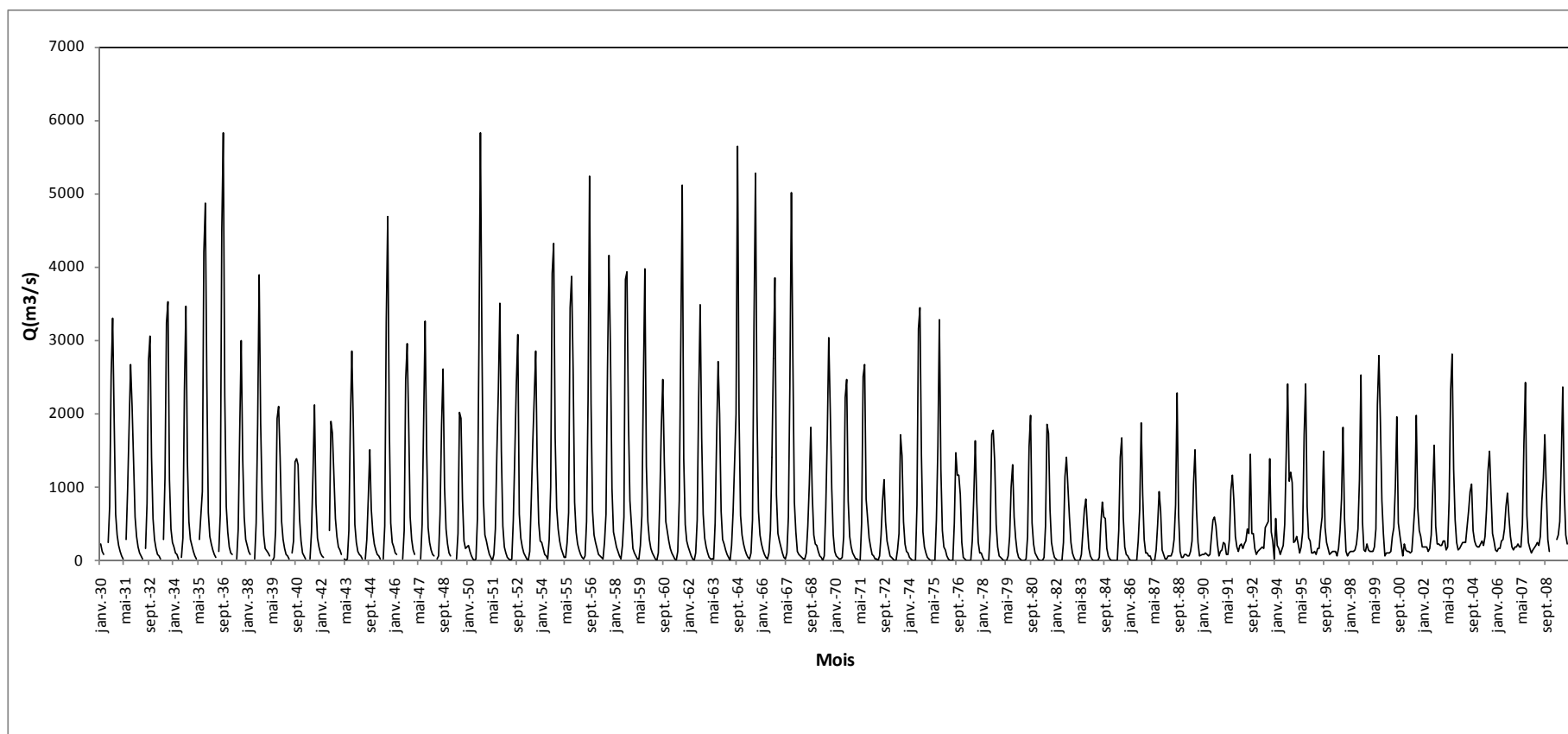


Figure 24 : Evolution des débits mensuels du fleuve Sénégal à Bakel de 1930 à 2009

A partir de 1988, la gestion des débits du fleuve au niveau des deux barrages, permet de maintenir l'écoulement en toute périodes avec un certain niveau de base qui sera progressivement relevé jusqu'en 2002, date à partir de laquelle, il est maintenu constant.

La figure 25 qui présente la chronique des débits maximaux annuels du fleuve Sénégal à Bakel montre une évolution qui peut être scindée en quatre phases :

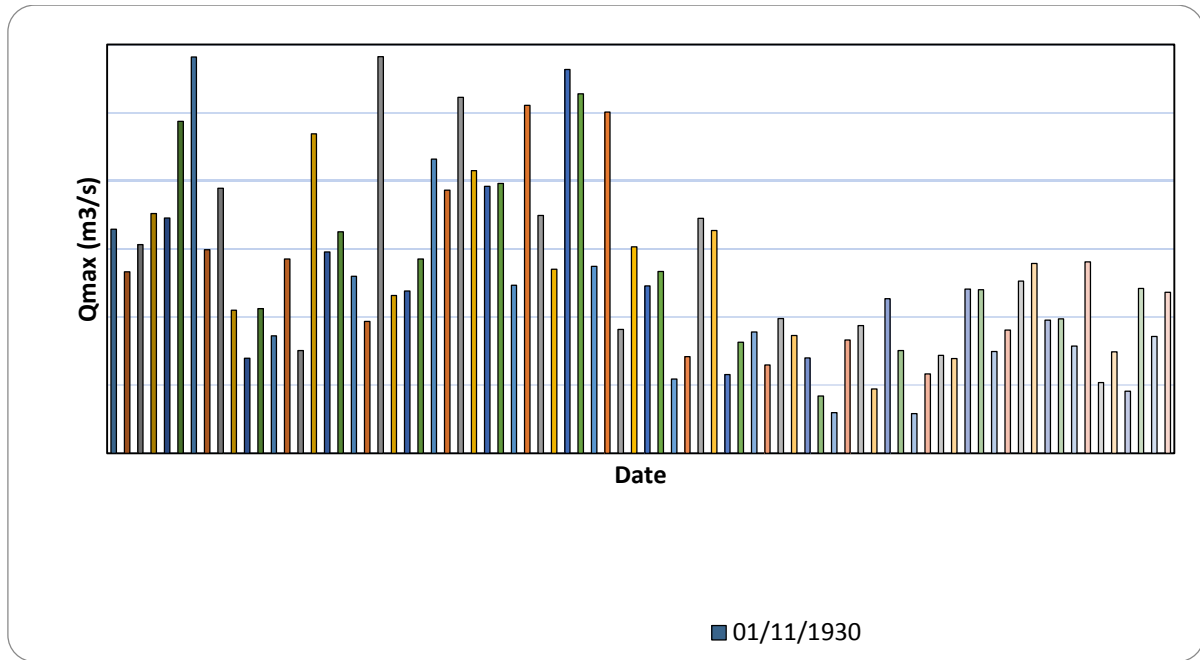


Figure 25 : Débits maximaux annuels du fleuve Sénégal à Bakel de 1930 à 2009

- une première période située entre 1930 et 1938 durant laquelle les débits maximaux sont assez élevés. Généralement supérieur ou égal à $3000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, le débit maximal de cette phase est de $5815 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ en 1936 ;
- entre 1939 et 1944 les débits maximaux observés dépassent rarement les $2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$, un minimum est observé en 1940 avec $1394 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$;
- à partir de 1950 on observe une séquence de fortes crues avec une fréquence remarquable des débits excédant $4000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. Le débit maximal de cette période est observé en 1950, avec $5822 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$;
- après cette séquence de fortes crues, une quatrième phase correspondant à une baisse des maximums de crue débute à partir de 1968. Cette tendance à la baisse est plus marquée en 1983 et 1984 où les minimums sont atteints, respectivement 840 et $598 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$. La mise en service des barrages de Diama et de Manantalli, en 1986 et 1987, a certes permis une gestion des débits qui transitent par Bakel, avec l'écêtement des crues importantes et le maintien d'un débit minimal de l'ordre de $200 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ durant toute l'année. Cependant on observe des débits de crue

exceptionnellement faibles, notamment en 1990 et 2006 où le débit maximal enregistré s'élevé seulement à 583 et 914 m³s⁻¹.

De la même façon que nous avons étudié l'évolution interannuelle de la pluviométrie, nous allons utiliser la méthode de l'écart moyen pour mettre en évidence l'évolution des débits maximaux annuels observés à Bakel de 1930 à 2009 (fig. 26).

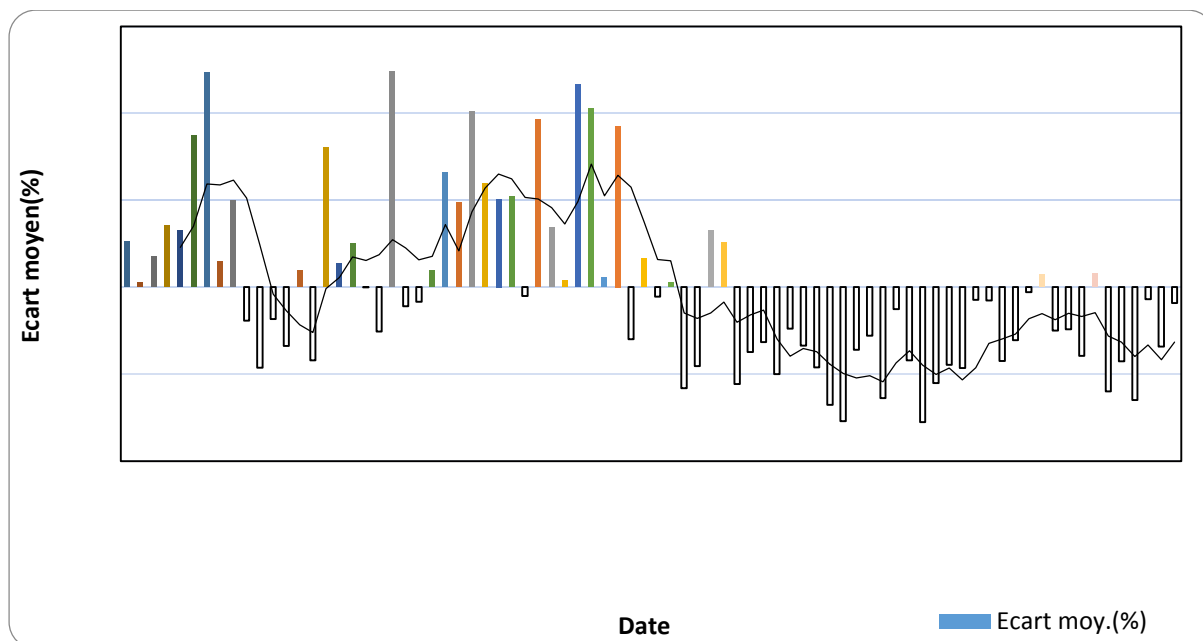


Figure 26 : Ecart moyen et moyenne mobile pondérée des débits maximaux annuels du fleuve Sénégal à Bakel entre 1930 et 2009.

L'analyse de la chronique des débits maximaux annuels du fleuve Sénégal à Bakel, montre une évolution calquée sur le régime pluviométrique avec deux phases successives nettement distinctes : une première phase, dans l'ensemble excédentaire, allant de 1930 à 1967 et une seconde déficitaire de 1968 à 2009. Au cours des dernières années, c'est-à-dire les années 2000, nous avons observé que le déficit pluviométrique était moins important et qu'une tendance à un retour de la période pluvieuse semblait se dessiner, alors que la baisse des débits maximaux de crue semble se poursuivre sous l'effet combiné de la péjoration climatique et de la gestion anthropique du régime d'écoulement du fleuve Sénégal depuis la mise en service des barrages. L'observation de la série chronologique des débits journaliers permet de constater la réduction des débits de crue qui s'explique par la régulation des débits du Bafing par le barrage de Manantali.

IV-1-5 Conclusion

Cette partie consacrée au régime d'écoulement des cours d'eau transitant dans le bassin sénégalais, mais qui, pour la plupart prennent leur source dans le Fouta Djallon (république de Guinée), a permis de mettre en évidence l'impact de la sécheresse sur les eaux de surface. En effet, les débits d'écoulement sont étroitement liés aux précipitations, ainsi, parallèlement au déficit pluviométrique, une baisse importante de la puissance des crues a été observée. Cette baisse a été non seulement immédiate, car les variations interannuelles des précipitations se répercutent sur les débits des crues ; mais elle s'est installée à long terme, puisque malgré l'augmentation sensible de la pluviométrie à partir des années 90, les débits de crue, désormais influencés par le barrage de Manantali, sont restés déficitaires. Ces cours d'eau dont le régime d'écoulement est corolaire à celui des précipitations, suivent le régime à caractère saisonnier et aléatoire de ces dernières.

Les études menées sur l'évolution des débits du Fleuve Sénégal à la station de Bakel, par la méthode de l'écart moyen interannuel, ont montré que la rupture, des années 1969-70, observée dans les séries pluviométriques s'est répercutée sur les débits dont la série chronologique présente deux phases distinctes. Cependant, malgré l'amélioration des totaux pluviométriques des dernières années, le débit moyen annuel est resté en dessous de celui de la période humide. Depuis leur mise en service, les barrages de Diama et de Manatalli, toujours tributaire de la pluviométrie, sont gérés de façon à satisfaire les besoins en eau pour différents usages, essentiellement pour l'irrigation et la production d'énergie hydroélectrique. L'écoulement naturel du fleuve se trouve ainsi, fortement modifié par la gestion anthropique des débits.

IV-2 Les nappes superficielles

Le Sénégal, dispose d'importantes nappes phréatiques, dont la profondeur se situe à quelques décimètres de la surface topographique, dans les zones basses, près des bas-fonds des cours d'eau (fleuves, rivières et marigots) ; entre 10 et 30m sous les versants et le plateau continental. Ces nappes superficielles sont captées dans toutes les localités par des puits villageois traditionnels et jouent un rôle primordial dans l'hydraulique villageoise. Cependant, elles connaissent, de nos jours, une forte instabilité de leur niveau piézométrique et appellent à un examen attentif de leur évolution en rapport avec les changements climatiques qui ont conduit à une baisse importante de la pluviométrie dans la région. Les fluctuations saisonnières

du niveau statique des nappes phréatiques montrent bien qu'elles sont sous le contrôle des paramètres hydro-climatiques que sont, la pluie et l'évapotranspiration.

Critique des données

A la différence des données pluviométriques et hydrologiques les séries de données piézométriques souffrent d'énormes lacunes. En général les ouvrages de mesure du niveau de la nappe (piézomètres, puits) ne sont suivis que dans le cadre des programmes de recherche ; d'où les difficultés rencontrées quant à la recherche de série temporelle, assez longues, de données piézométriques. Confronté à l'indisponibilité de longues chroniques piézométriques, nous avons analysé les fluctuations des nappes avec des séries de quelques années seulement.

Dans ce sous-chapitre nous analysons l'évolution des fluctuations du niveau piézométrique de quelques aquifères superficiels situés dans les différents domaines climatiques identifiés au Sénégal (cf fig. 5). En tenant compte de la disponibilité des données, l'étude piézométrique va porter sur :

- la nappe superficielle dans le bassin de Baïla en Basse Casamance, dans la zone climatique sud soudanienne ;
- la nappe du bassin de la Néma au Sine Saloum dans le domaine climatique nord-soudanien ;
- et la nappe des sables quaternaires située dans la zone sahélienne.

IV-2-1 Evolution de la recharge dans la zone soudanienne

IV-2-1-1 Evolution de la nappe phréatique dans le bassin de Baïla

Le bassin versant de Baïla est situé en basse Casamance dans la variante côtière du domaine climatique sud soudanien; il est drainé par le cours d'eau du même nom. Il couvre une superficie de 1634 km² et un périmètre de 200 km, entre les latitudes 12°47' et 13°13' Nord et les longitudes 15°55' et 16°32' Ouest (Olivry et Dacosta, 1984 in Malou 1989). La pluviométrie moyenne annuelle est de l'ordre de 1200 mm ; la série chronologique a connu la rupture des années 70.

A la station de Ziguinchor la durée de l'insolation, qui est un facteur important dans les calculs de l'évapotranspiration potentielle, présente deux maxima dans l'année : un maximum pendant la saison sèche, centré sur le mois d'avril avec une durée moyenne journalière de 9,8 heures ; et un second en novembre avec 8,3 heures d'ensoleillement en moyenne par jour. Le minimum d'insolation est observé pendant la saison des pluies où elle atteint à peine 5 heures par jour au mois d'août (Malou, 1992) alors que l'humidité relative, importante durant toute

l'année (plus de 50% à Ziguinchor), atteint son maximum pendant la saison des pluies avec plus de 80% en août. Les valeurs moyennes mensuelles de l'évaporation réelle (Piche et BacA) et de l'évapotranspiration potentielle calculée d'après les formules de Turc et de Penman, sont élevées pendant la saison sèche, respectivement de 145 mm et 183 mm pour Piche et Bac A et 146 mm et 158 mm pour Turc et Penman. Ces valeurs chutent pendant la saison des pluies et l'on obtient 56 mm et 115 mm pour Piche et Bac A contre 122 mm et 120 mm pour Turc et Penman.

Le bassin versant de Baïla est allongé d'Ouest en Est avec une superficie de 1634 km² et un relief plat dont le point le plus élevé est à 37 m d'altitude. La pente transversale, de l'ordre de 1,5%, évolue peu de l'amont vers l'aval ; alors que la pente longitudinale est, quant à elle, négligeable. La morphologie du bassin permet de distinguer trois unités géomorphologiques : le bas-fond et sa terrasse, les versants et les plateaux.

La nappe superficielle dans le bassin de Baïla est contenue dans les formations sablo-argileux rouges du Continental Terminal. Les caractéristiques hydrodynamiques sont très variables, du fait de l'hétérogénéité de la formation aquifère, et sont réparties en fonction de la géomorphologie (Lepriol 1983, in Nonguierma 1996). Le substratum imperméable est essentiellement constitué par les argiles jaunes du Continental Terminal, bien que certains faciès limono-sableux puissent être aquifères à l'intérieur de ces formations (Gallaire, 1980).

L'analyse de l'évolution du niveau statique de la nappe a été effectuée dans les différentes unités géomorphologiques du bassin versant, la basse terrasse qui borde le lit mineur du cours d'eau, le versant et le plateau (Saos et al., 1987). Le suivi de l'évolution du niveau statique de la nappe a été fait entre 1987 et 1989, et les figures 27, 28 et 29 présentent la courbe d'évolution du niveau de la nappe sous ces différentes unités géomorphologiques. Ces courbes montrent, dans les différents sites, le caractère saisonnier des fluctuations de la nappe, dont le niveau monte pendant la saison des pluies et baisse pendant la saison sèche. La recharge dans cette zone est essentiellement pluviale (Malou et al., 1991).

Dans la zone de la basse terrasse, la courbe des fluctuations présente un caractère dissymétrique, avec une phase de décharge plus longue et plus importante que la phase de recharge. Il se définit ainsi une tendance d'évolution à long terme qui traduit l'importance du déséquilibre entre les apports en termes de recharge et les pertes par reprise évapotranspiratoire.

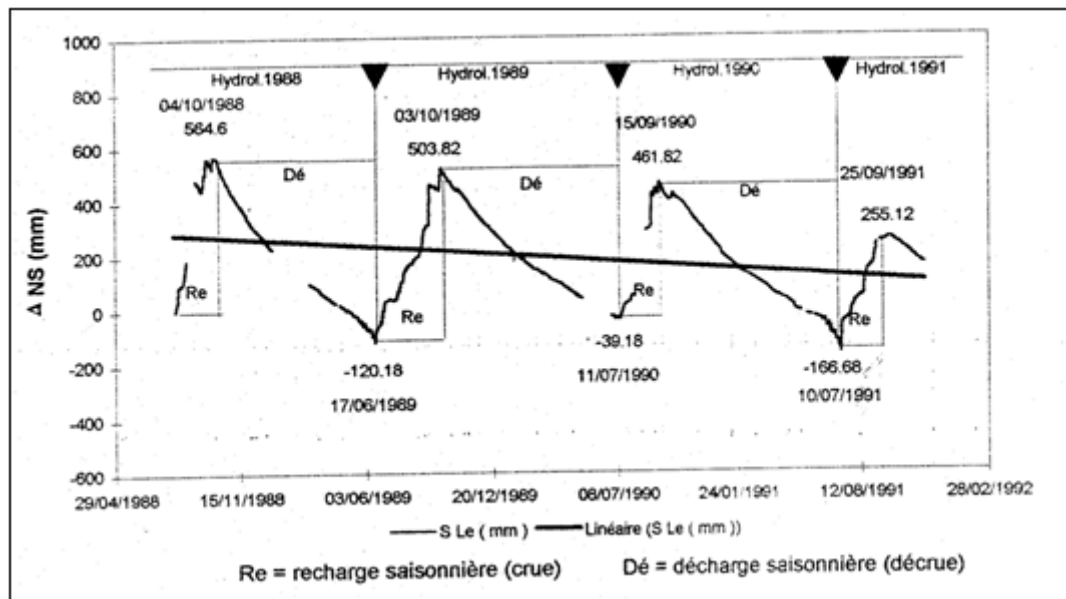


Figure 27 : Hydrogramme du puits de Balandine en zone de basse terrasse (Malou et al. 2008)

Cette tendance prend, dans la période considérée, l'allure d'une droite d'épuisement de la ressource sous la forme :

$$h = b - at$$

où (h) est le niveau piézométrique de la nappe ; (t), la variation du temps en année ; (a), la pente de décroissance linéaire (déterminant la contrainte climatique) et b, l'ordonnée à l'origine de la droite de tendance (correspondante au niveau de référence des nappes, année de référence climatique).

Cette tendance est très forte avec une pente d'épuisement à long terme (a) comprise entre $5 \cdot 10^{-4}$ et 10^{-3} au cours de la période observée. Elle traduit sans conteste la forte contrainte climatique qui s'affirme dans cette zone.

Sous le versant, au-delà de 10 m de profondeur (15 à 20 m) les fluctuations du niveau piézométrique sont de l'ordre de 2 à 1,5 m (fig.28). Il s'établit pratiquement un équilibre entre les phases de recharge, matérialisée par la remontée du niveau de la nappe, et de décharge avec une baisse du niveau qui durent chacune 6 mois environ. Du mois d'août au mois de janvier le niveau monte, le reste de l'année (février à juillet), le niveau baisse de façon continue. Ici, le niveau de base de la nappe a légèrement remonté durant les cycles hydrologiques 1988/1989, 1989/1990.

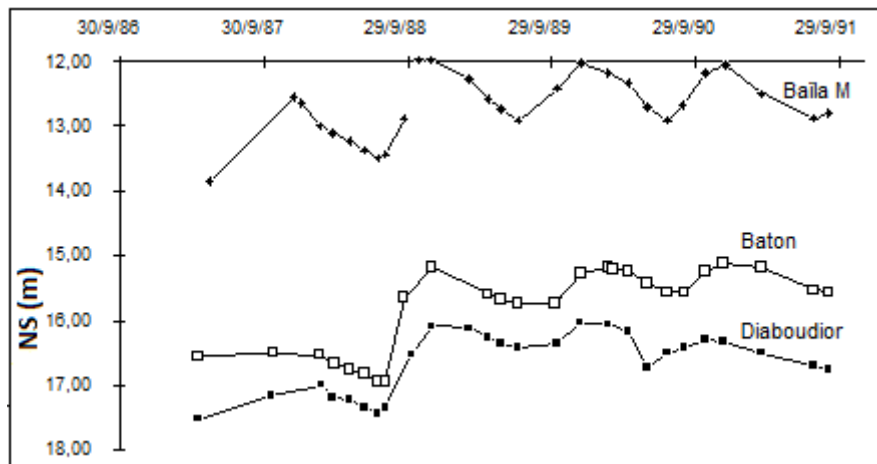


Figure 28 : fluctuations du niveau de la nappe dans le bassin de Baïla: zone de versant

Sous le plateau où la nappe a une profondeur supérieure à 20 m, les fluctuations saisonnières tendent à disparaître. Les amplitudes des variations du niveau statique diminuent considérablement et deviennent inférieures à 1 m. Par ailleurs, la montée du niveau statique pendant la période de recharge n'est pas automatiquement suivie d'une baisse comme cela a été observé en zone de terrasse et de versant. Sous le plateau le niveau tend à se maintenir, d'où la hausse sensible du niveau de la nappe dans cette zone (fig. 29).

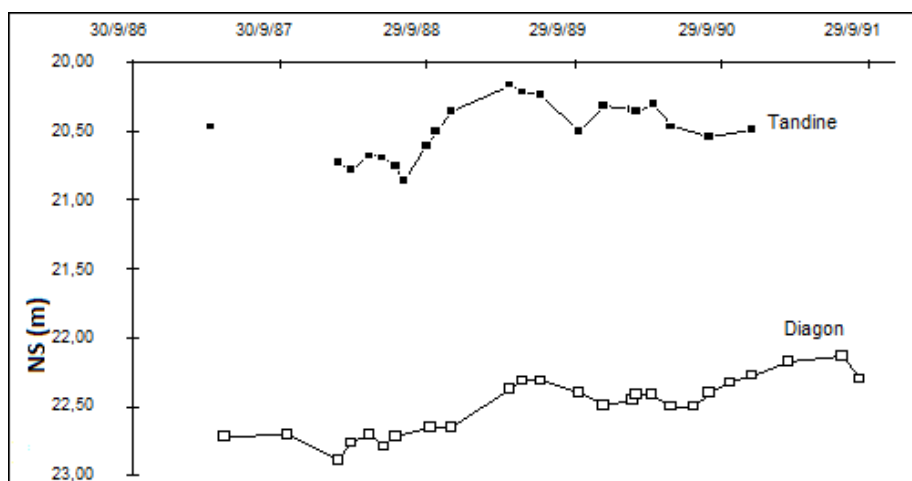


Figure 29 : fluctuations du niveau de la nappe dans le bassin de Baïla : zone de plateau.

Les fluctuations du niveau statique revêtent un caractère différent sous les unités géomorphologiques étudiées du fait de la diminution progressive de l'impact des facteurs atmosphériques avec la profondeur. Une partie de la lame d'eau infiltrée échappe à l'évaporation et participe à l'augmentation de la réserve d'eau souterraine.

IV-2-1-2 Evolution de la nappe dans le bassin de la Néma

Le bassin versant de la Néma est situé au centre ouest du Sénégal dans le domaine climatique nord soudanien, où la pluviométrie moyenne annuelle est de l'ordre de 800 mm. C'est un petit bassin littoral d'environ 50 km² de superficie compris entre 13°42' et 13°45' de latitude Nord et entre 16°22' et 16°29' de longitude ouest. Il est drainé par la Néma qui s'écoule d'Est en Ouest sur environ 11 km avant de rejoindre la mer par l'intermédiaire d'un des bras de mer du delta du Saloum, en l'occurrence le Bandiala.

La durée de l'insolation s'accroît de décembre à avril pour atteindre un maximum de 9,03 heures en moyenne par jour, par la suite elle diminue jusqu'à 6,45 heures par jour en août puis, elle remonte vers un maximum secondaire en octobre/novembre de 7,5 heures. La moyenne mensuelle de l'humidité relative, supérieure à 35% durant toute l'année, est maximale en septembre où elle est de l'ordre de 81,6%. Les valeurs moyennes mensuelles de l'évaporation et évapotranspiration, sont toujours élevées pendant la saison sèche, où l'évaporation mesurée par Bac et Piche est de 307 et 296 mm ; alors que l'évapotranspiration calculée par les formules empiriques de Turc et de Penman est de 159 et 204 mm. Pendant la saison des pluies, ces valeurs descendent jusqu'à 108 et 158 mm pour Bac et Piche et à 121 et 140 pour Turc et Penman.

La formation aquifère est constituée par les niveaux sablo-argileux de la zone d'altération du Continental Terminal et du Quaternaire (Ngom, 2000). Elle est alimentée par les eaux de pluies et est exploitée un peu partout grâce à des puits traditionnels de profondeur généralement inférieure à 20 m. Dénoyée sur une certaine hauteur, elle est aquifère à partir de 3 à 4 m sur la basse terrasse, de 5 à 6 m sur les versants et de 18 à 20 m sur le plateau. Sa perméabilité est très faible de l'ordre de 10⁻⁵ m/s (Dieng, 1987). En bordure ouest les eaux marines pénètrent faiblement à l'intérieur des terres. Elles sont surmontées d'une pellicule d'eau douce qui est le témoin de l'écoulement superficiel de la nappe lors de la recharge par les eaux de pluies (Diluca, 1976).

Le bassin de la Néma peut être découpé en quatre unités géomorphologiques qui jouent un rôle important dans le transfert des flux hydriques à travers la zone non saturée :

- le bas-fond : zone basse à inondation quasi permanente du fait du drainage de la nappe souterraine. Le lit du marigot se présente sous la forme d'un canal collecteur généralement étroit.
- les terrasses : constituées de deux niveaux (la basse terrasse ou terrasse colluvio-alluviale et la haute terrasse).

*La basse terrasse est une zone de colluvionnement et d'alluvionnement à inondation semi-permanente (période de crue). Elle a été naguère occupée par une forêt galerie qui longeait le lit du cours d'eau, dont on ne voit actuellement que quelques vestiges, conséquence des aléas climatiques.

*La haute terrasse, zone de prolongement de la basse terrasse mais contrairement à celle-ci, elle est non inondable.

- le versant ou glacis de raccordement et de démantèlement se situe entre le plateau résiduel et les terrasses. Dans cette zone la cuirasse ancienne a été érodée et il y'a eu parfois la mise en place d'une nouvelle cuirasse.

- le plateau est constitué par les vestiges du continental terminal, et est recouvert par un manteau superficiel de sables, vers 6 à 10 m de profondeur on trouve à la base des sables argileux un horizon latéritique induré. Cet horizon continue à faible profondeur et affleure dans les zones de rupture de pente et dans les carrières. L'altitude des plateaux diminue de l'Est (où elle atteint 50 m) vers l'Ouest.

L'évolution de la nappe a été suivie de 1993 à 1997, période pendant laquelle une amélioration de la pluviométrie annuelle par rapport aux années 70 a été observée. En zone nord-soudanienne, tout comme, dans la zone sud soudanienne, les fluctuations des niveaux statiques revêtent un caractère cyclique.

Sous le niveau de terrasse (fig.30) les fluctuations sont fortes et fonction de l'importance de la pluviométrie annuelle. En effet, entre 1994 et 1997, le bassin de la Néma a enregistré une variabilité importante de la pluie annuelle avec respectivement : 1017 mm, 732,6 mm, 535,8 mm et 608,2 mm. L'impact de ces fluctuations pluviométriques annuelles s'observe de façon nette sur les fluctuations du niveau statique de la nappe. Ces fluctuations peuvent atteindre, selon les saisons, des amplitudes de 1 à 5 m. La remontée du niveau statique de la nappe s'effectue au cours de la saison pluvieuse et la baisse pendant la saison sèche, sous l'influence de la reprise évaporatoire et du drainage par le cours d'eau (Ngom, 2000). La répartition inégale des deux saisons caractéristiques du climat tropical, c'est-à-dire une saison sèche de huit à neuf mois contre une saison humide de trois à quatre mois, a conduit à une prépondérance de la phase de décharge sur celle de la recharge. En effet, ceci donne à l'onde de fluctuations cette allure dissymétrique traduisant une décharge plus importante que la recharge. De ce fait, il se produit une baisse du niveau de base de la nappe fortement soumise aux facteurs climatiques du fait de sa proximité par rapport à la surface du sol.

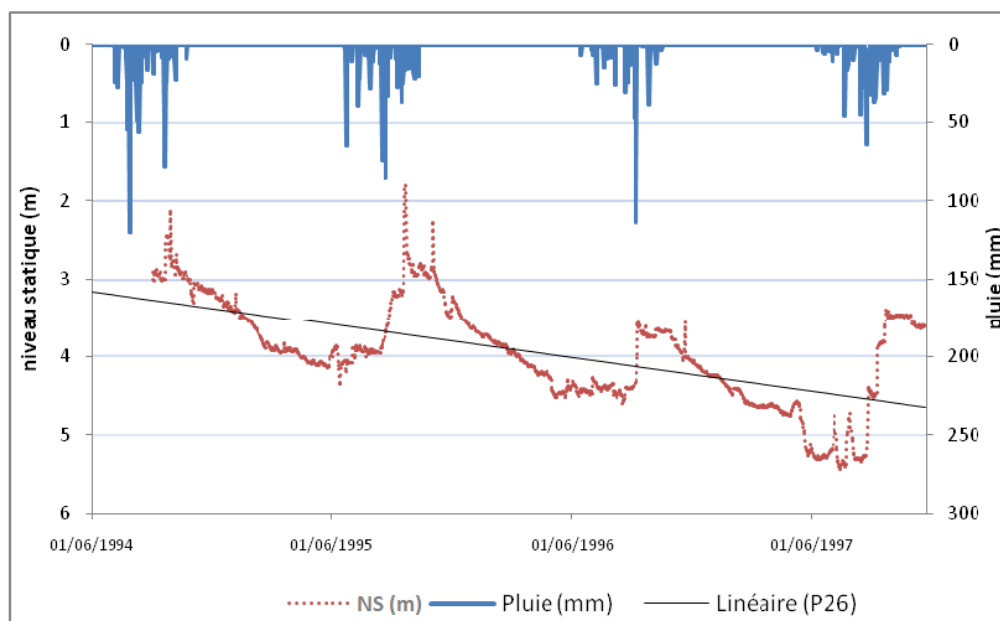


Figure 30 : Evolution du niveau statique de la nappe dans le puits 26 (zone de basse-terrasse) et de la pluviométrie entre 1994 et 1997.

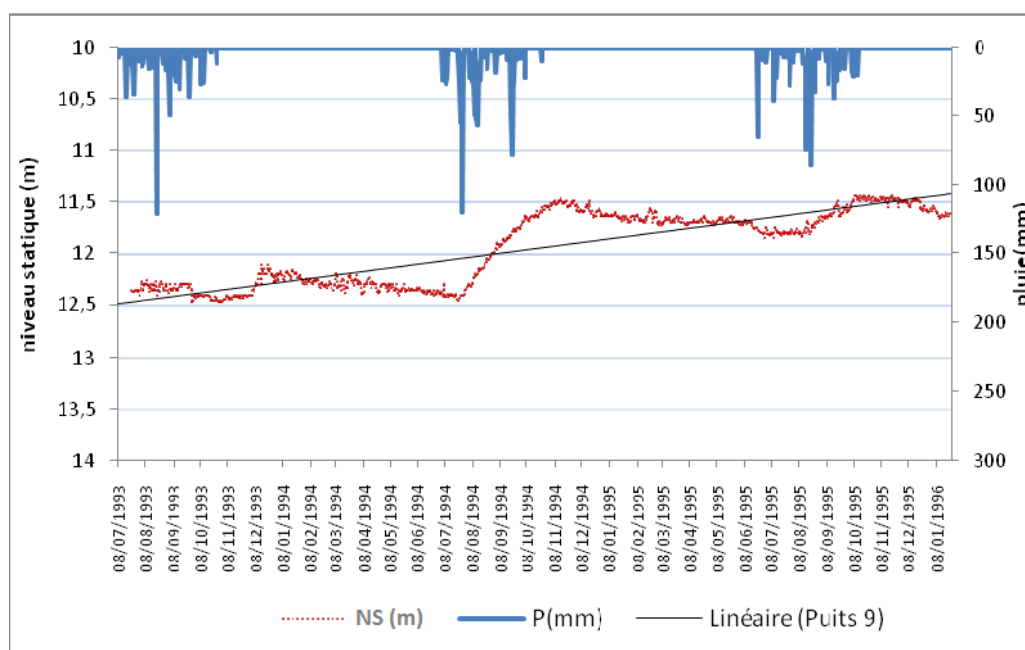


Figure 31 : Evolution du niveau statique de la nappe dans le puits 9 (zone de versant) et de la pluviométrie entre 1993 et 1996.

Sous le versant, le niveau statique de la nappe est compris entre 11 et 13 m, les oscillations de ce dernier revêtant toujours un caractère cyclique saisonnier, cependant l'onde de fluctuations présente un décalage entre la saison des pluies et la recharge. En effet, la phase de remontée des niveaux s'effectue bien après le début de la saison pluvieuse et se poursuit au cours de la saison sèche. Par ailleurs, l'amplitude des variations du niveau statique de la nappe

est moins importante (fig.31), ce qui traduit la diminution progressive, avec l'augmentation de la profondeur, de l'influence des facteurs climatiques sur les transferts hydriques dans la zone non saturée (Yousfi et *al.*, 1985). L'évolution interannuelle du niveau statique de la nappe montre une tendance à la remontée du niveau de base qui a connu une montée de l'ordre de 1 m correspondant à une recharge importante après la pluviométrie excédentaire de la saison des pluies de 1994, qui a été de 1017mm. La saison des pluies de 1994 est considérée comme la plus humide depuis 30 ans dans le sahel occidental (Kane, 2002).

Sous le plateau, (fig.32), la profondeur du niveau statique de la nappe dans les puits est située à 20 m et plus. Dans ce cadre les battements du niveau statique de la nappe sont faibles et son évolution prend l'allure d'une onde d'évolution à grand rayon de courbure. La remontée, lorsqu'elle existe, s'effectue au cours de la saison sèche et peut même chevaucher l'hivernage suivant, de sorte qu'il devient difficile d'identifier le cycle de variations saisonnières du niveau statique de la nappe. Dans cette zone, la tendance observée est une remontée interannuelle du niveau de la nappe durant la période d'observation. Cette remontée a été particulièrement importante après l'hivernage 1994.

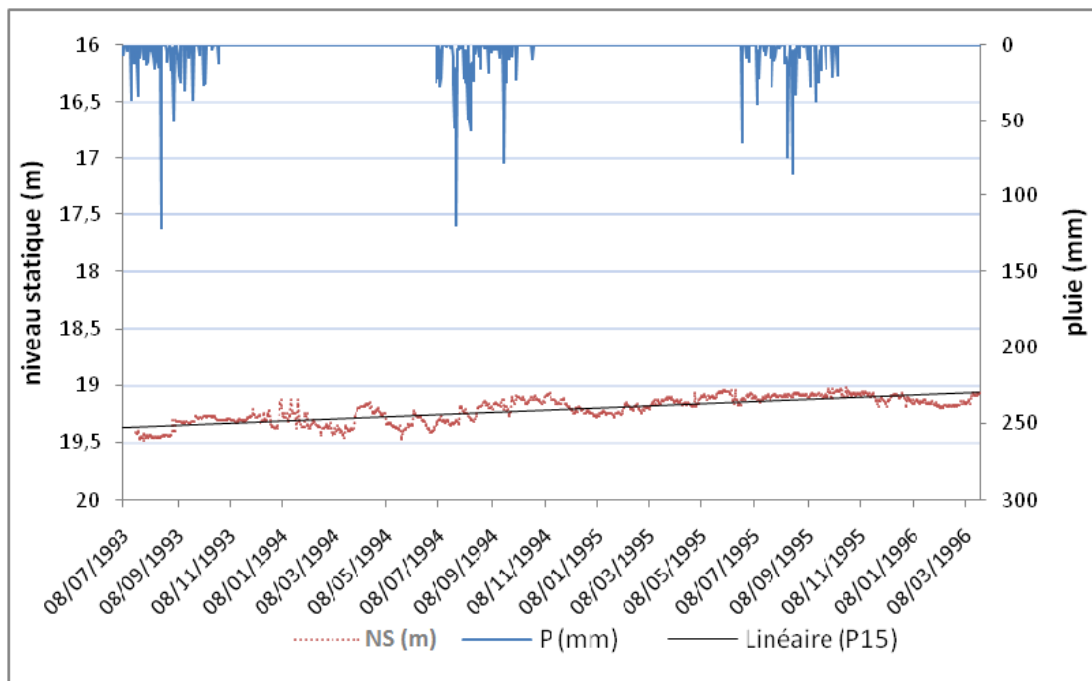


Figure 32 : Evolution du niveau statique de la nappe dans le puits 15 (zone de plateau) et de la pluviométrie

IV-2-2 Evolution de la nappe dans la zone sahélienne

Dans la zone sahélienne l'analyse de l'impact climatique sur l'évolution des ressources en eau souterraine a porté sur l'étude des fluctuations du niveau piézométrique, dans quelques piézomètres implantés dans la nappe des sables quaternaires du littoral nord, qui s'étend entre Cayar et St Louis sur une superficie d'environ km². C'est une nappe libre alimentée par les eaux de pluies, qui se trouve dans un cadre topographique marqué par des cordons dunaires et des dépressions inter-dunaires appelées Niayes comblées de matière organique, au niveau desquelles elle affleure par endroit. Elle repose sur un substratum marneux ou marno-calcaire d'âge Eocène.

A la différence des contextes précédents, cette nappe n'est pas en communication directe avec un cours d'eau, avec lequel elle entretiendrait des relations de drainage. Ainsi, le ruissellement est négligeable du fait de l'absence de réseau hydrographique important et le bilan hydrique pourrait être simplifié en se résumant à ces termes :

$$P = E + I$$

avec P : les précipitations, E : l'évaporation/évapotranspiration et I : infiltration efficace qui va gagner les nappes d'eau souterraine.

La nappe des sables du littoral Nord est caractérisée par la présence d'un dôme piézométrique dans le secteur sud-ouest, qui s'allonge vers le nord parallèlement à l'axe routier Thiès-Louga (Faye, 1995 ; Kane, 1995 ; Aguiar, 2009). Ce dôme s'affaisse progressivement vers le Nord, où son niveau est proche du zéro IGN. Vers l'Ouest, à proximité de l'océan Atlantique, la nappe est en contact direct avec le biseau salé, cependant, le gradient piézométrique est-ouest constitue un barrage hydraulique naturel en s'opposant à l'avancée du biseau salé. Vers l'Est, il se produit un écoulement de la nappe des sables du littoral nord vers la nappe des calcaires lutétiens (Faye, 1995), ces nappes peuvent être considérées comme faisant partie d'un même système puis qu'aucune barrière d'origine tectonique et lithologique (perméabilité) marquée et continue ne les sépare du point de vue hydrodynamique.

Les données piézométriques utilisées proviennent de la base de données de la Direction de la Gestion et de la Planification des ressources en eau (DGPRE). Les séries chronologiques sont complètes pour la période située entre 1974 et 1989 ; par la suite, les données présentent des lacunes faute de suivi régulier. Ces mesures ont été effectuées au cours de la période de déficit pluviométrique. Les données ainsi collectées nous ont permis de tracer les courbes d'évolution du niveau piézométrique dans quelques piézomètres en considérant uniquement les

mesures du mois de juin et du mois d'octobre qui correspondent à deux états caractéristiques de l'évolution piézométrique de la nappe. En effet, le niveau d'étiage est observé en juin et la remontée est maximale en octobre. Le tableau 7 donne la liste des piézomètres étudiés et leurs coordonnées géographiques.

Ouvrages	Long. GPS	Lat. GPS	Altitude m
PETIE	-16°35'47 ''	15°32'16''	19,13
BENDIOUGA	-16°34'05''	15°34'11''	13,27
SAO	-16°59'	15°00'48''	22,57
LOBOR NGOKO	-16°54'39''	15°05'14''	20,03
NDEUNE	-16°54'33''	15°08'03''	14,74
KAB GAYE	-16°37'34''	15°18'36''	50,29

Tableau 7 : Coordonnées géographiques des piézomètres du littoral nord

L'évolution du niveau piézométrique montre, à l'instar des deux domaines précédents, des fluctuations saisonnières à caractère dissymétrique avec une courte phase de recharge et une longue phase de décharge (fig. 33). De même, les amplitudes des fluctuations sont plus importantes à faible profondeur du fait de l'impact plus marqué des paramètres climatiques. Entre juin 1975 et octobre 1975, une recharge importante a été observée dans certains piézomètres, elle est de 1,72 m à Sao, 1,18 m à Lobor Ngoko et 0,45 m à Ndeune. A partir de 1976 la décharge est devenue plus importante et les niveaux s'affaissent progressivement, avec cependant une période de recharge notable entre octobre 1986 et octobre 1989 à Ndeune où le niveau est remonté de 0.27 m. Cette remontée est également observée au piézomètre de Sao et de Lobor Ngoko alors qu'au niveau des piézomètres de Kab Gaye, Bendiouga et Pétie, la baisse des niveaux s'est effectuée progressivement sans interruption depuis le début des mesures. Il n'y a pas eu de remontée interannuelle du niveau de la nappe comme il en a été le cas dans la zone soudanienne, ceci pourrait être lié à l'accroissement, du Sud vers le Nord de la péjoration climatique.

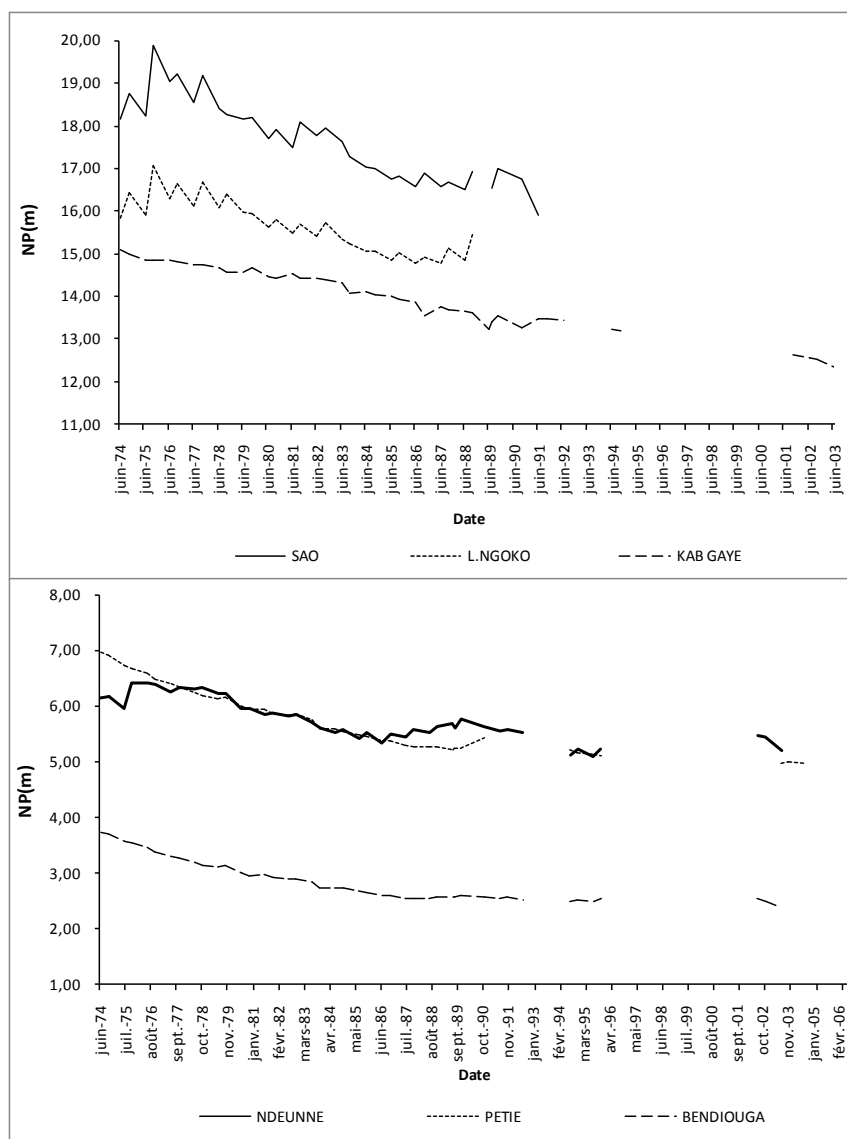


Figure 33 : Situation de base des nappes phréatiques dans le littoral Nord sénégalais de 1974 à 2006

La baisse du niveau des nappes n'est pas uniquement sous l'action des paramètres climatiques. Des études ont montré dans le cas de la nappe des sables du littoral Nord, que les pertes par évapotranspiration représentaient 96% des pertes, alors que l'exploitation s'est limitée à seulement 4% (Aguiar, 2009). Cette analyse de l'impact du déficit pluviométrique sur l'évolution du niveau des nappes phréatiques a montré que les transferts hydriques sont déterminés par les variables climatiques (précipitations et évapotranspiration notamment) dont les relations avec les variations du niveau des nappes d'eau souterraines peuvent être expliquées par une fonction de stockage (S) pendant la saison pluvieuse et une fonction de déstockage (D) pendant la saison sèche, lesquelles subissent une décroissance exponentielle fonction de la profondeur (h) de la nappe (Malou, 1992 ; Ngom, 2000 ; Ngom et *al.*, 2002 ; Ngom et *al.*, 2006 ; Malou et *al.*, 2008).

$$S = f(P, h)$$

$$D = f(E, h)$$

La combinaison de ces deux facteurs donne la formule du flux net qui permet de déterminer la fluctuation saisonnière de la nappe :

$$FN = f(P, E, h)$$

Elle se traduit par l'expression :

$$FN = S + D = (\alpha \cdot P + \beta \cdot 10^{-\gamma \cdot P^2} + \delta \cdot E) \cdot 10^{-\phi \cdot h}$$

Où les constantes $\alpha, \beta, \gamma, \delta, \phi$ sont des paramètres de régression, fonction des caractéristiques conditionnelles de l'infiltration.

Cette expression permet de calculer, au pas de temps journalier, le bilan net des apports et des pertes d'eau du système aquifère en un site où la précipitation (P en mm), l'évaporation Piche (E en mm) et la profondeur (h en m) de la nappe sont connues.

IV-3 Conclusion

Le changement climatique peut être apprécié par son impact sur l'évolution de la pluviométrie qui peut être considérée comme une signature du climat. L'analyse de l'évolution pluviométrique moyenne interannuelle a ainsi mis en évidence la variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie dans la zone soudano-sahélienne, avec une succession de courtes périodes excédentaires et de courtes périodes déficitaires, avec un changement irréversible de la moyenne interannuelle vers la fin des années soixante début des années soixante dix. L'application des tests statistiques confirme ce déficit car les différentes procédures ont montré une rupture franche, séparant deux séries chronologiques de la pluviométrie moyenne annuelle. Ainsi, deux grandes périodes peuvent être identifiées : une première période humide de 1931 à 1967/71 et une période sèche avec un déficit sévère à partir de 1968 de l'ordre de 20 à 38%. Les déficits pluviométriques observés sont plus importants dans la zone littorale où ils varient entre 24 et 40%, avec une variabilité interannuelle plus accentuée. La période 1999-2010 est caractérisée par une rémission de la sécheresse de la période précédente, les déficits par rapport à la période humide sont de l'ordre de 3% à 12% donc moins sévère. Ces résultats ont montré une rupture par rapport à la grande sécheresse qui a débuté dans les années 1967/70, et l'on serait tenté de prévoir un retour à une situation plus humide.

L'analyse de la situation de l'hydrologie de surface a montré l'impact du déficit pluviométrique sur l'écoulement des cours d'eau aussi bien au niveau des rivières que des marigots, mais également au niveau des grands bassins fluviaux qui ont vu leur débit chuter de façon inquiétante parfois jusqu'au tarissement pendant la saison sèche ; ce fut le cas du fleuve Sénégal en 1984 à Bakel. Ainsi la plupart des vallées sont devenues sèches, ne fonctionnant que pour le drainage des eaux de ruissellement issues des précipitations (vallée du Ferlo, du Baobalon au Sine Saloum...). L'analyse de l'évolution des débits du Fleuve Sénégal à la station de Bakel a permis de mettre en évidence le caractère saisonnier du régime d'écoulement, la quasi-totalité du volume annuel écoulé transite entre les mois de juillet et novembre, correspondant à la saison des pluies dans la zone climatique soudano-sahélienne. Le régime déficitaire de la pluviométrie actuelle est responsable de la baisse de la puissance des crues. Cet effet est immédiat car les variations interannuelles des précipitations se répercutent sur les débits des crues, mais aussi à long terme parce que malgré l'augmentation sensible de la pluviométrie à partir des années 1990, les débits de crue restent déficitaires. Ce déficit ne doit pas être attribué exclusivement au cumul des déficits pluviométriques antérieurs mais aussi à la gestion des barrages et à l'accroissement des besoins en eau (irrigation, hydro-électricité).

Le concept de contrainte climatique des nappes phréatiques, qui illustre le processus de " sahélisation " (Albergel et *al.*, 1989) est ainsi mis en évidence à l'échelle du pays qui s'étend du domaine climatique sub-guinéen au Sud, au domaine climatique sahélien au Nord. L'analyse de l'évolution du niveau des nappes superficielles, sous contrainte climatique a montré le rôle essentiel des paramètres climatiques, notamment la pluie et l'évaporation, sur les fluctuations du niveau de ces nappes. L'intensité de l'action de ces paramètres sur les eaux souterraines superficielles s'accroît suivant le gradient climatique Sud-Nord, conformément au gradient de dégradation du climat.

Dans la zone sub-guinéenne et soudanienne, l'évolution, à long terme des nappes phréatiques, a pu être simulée par la formule du flux net, qui utilise comme paramètres d'entrée la pluie et l'évaporation. Le bilan hydrologique montre une baisse du niveau des nappes dans les zones basses où ce niveau est proche de la surface du sol ; et une conservation de la recharge dans les zones de plateau. En effet, du fait de la diminution de l'impact des facteurs climatiques en fonction de la profondeur, une tendance à la remontée interannuelle, du niveau de la nappe phréatique est observée. Cette remontée est, certes faible, mais suffisante pour une conservation des réserves en profondeur.

En zone sahélienne, l'action de l'évaporation sur les nappes devient plus intense et conduit à une reprise des réserves profondes, après l'épuisement du stockage pluvial. Il apparaît alors un trend d'épuisement à long terme de la ressource. Cette tendance, spécifique à la bande sahélienne, s'est accentuée au cours de la présente période de déficit pluviométrique.

Les réserves en eau souterraine connaissent depuis le début de la sécheresse une baisse généralisée et progressive de leur niveau piézométrique. Cette baisse souvent très importante est à l'origine de la rupture de l'équilibre hydrodynamique entre les eaux de surface et les eaux souterraines, par conséquent de l'assèchement de plusieurs vallées. Cette péjoration climatique en réduisant les disponibilités en eau a eu un impact socio-économique sévère. Ainsi, la gestion efficiente des ressources en eau encore disponibles s'avère indispensable pour un développement durable.

**TROISIEME PARTIE : IMPACTS
ANTHROPIQUES SUR LES
RESSOURCES EN EAU DANS LE
DELTA DU FLEUVE SENEGAL**

CHAPITRE V : LE CADRE DE L'ETUDE

V-1 Le contexte socio-économique

La péjoration climatique en cours en Afrique sub-saharienne depuis la fin des années soixante, a eu des conséquences néfastes, traduites par une réduction drastique des ressources en eau dans leur globalité. En effet, la baisse des volumes d'eau précités, résultant du changement climatique a pour corollaire un déficit de la recharge des nappes d'eau souterraines dont le niveau baisse progressivement, entraînant une rupture de l'équilibre hydrodynamique entre les eaux souterraines et les eaux de surface. La plupart des cours d'eau ne fonctionne plus que pour drainer le ruissellement issu des précipitations.

Pour s'adapter aux conditions climatiques et pour une gestion efficiente des ressources en eau encore disponibles, de grands travaux d'aménagement ont été réalisés sur les principaux systèmes hydrologiques de la zone soudano-sahélienne. Ainsi, le fleuve Sénégal a fait l'objet d'un vaste programme d'aménagements hydro-agricoles initié par l'OMVS (Organisation pour la Mise en Valeur du fleuve Sénégal) qui s'est fixé pour objectif prioritaire la réduction de la dépendance alimentaire des pays riverains vis-à-vis de l'extérieur, par la création de 375 000 ha de terres irriguées, dont 240 000 au Sénégal, 126 000 ha en Mauritanie et 9 000ha au Mali. Pour ce faire deux grands barrages ont été édifiés sur le cours du fleuve Sénégal et mis en service au milieu des années 1980. Le barrage de Diama, situé dans la partie aval du fleuve Sénégal à quelques dizaines de km de l'embouchure, a pour objectif d'empêcher la remontée de la marée. Le barrage de Manantali, en amont dans le haut bassin, est implanté sur le Bafing, branche mère du fleuve Sénégal qui contrôle près de la moitié des écoulements passant à Bakel (Bader, 1997). Ce barrage dispose d'une retenue de 12 km³ d'eau et a pour fonctions principales de régulariser le fleuve pour divers objectifs : satisfaire les besoins en eau pour l'agriculture irriguée tout au long de l'année ; produire de l'énergie hydro-électrique afin de soutenir la fourniture en électricité dans les trois pays riverains où la demande ne cesse de croître ; laminer les fortes crues et soutenir les faibles crues permettant ainsi une inondation suffisante du lit majeur dans la vallée pour la pratique de la traditionnelle culture de décrue. En plus de ces barrages il y'a eu des travaux d'endiguement du fleuve et du lac de Guiers, l'implantation des usines de pompage de Guiers et de Dakar Bango pour l'approvisionnement en eau potable des centres urbains comme Dakar et Saint Louis.

L'avènement des barrages a permis la pérennisation des ressources en eau douce durant toute l'année, rendant ainsi possible l'intensification de l'agriculture irriguée. Le premier acteur de développement de l'agriculture irriguée fut la Société d'Aménagement et d'Exploitation des Terres du Delta (SAED) qui a eu à implanter et à gérer de grands périmètres agricoles. Par la suite, une bonne partie de ces périmètres a été rétrocédée à des groupes d'agriculteurs ou des individuels, suite au désengagement de l'Etat. Ces périmètres sont ainsi devenus des périmètres irrigués villageois (PIV).

Traditionnellement, l'agriculture dans la zone se résumait en deux campagnes dont l'une, fortement tributaire de la pluviométrie locale, se pratiquait pendant la saison des pluies et l'autre dite de décrue se pratiquait après la crue annuelle du fleuve sur les terres inondables. De nos jours, outre la multiplication des superficies cultivées, l'agriculture irriguée se pratique durant presque toute l'année supplantant ainsi la traditionnelle culture de décrue. Il existe ainsi, une saison culturale durant l'hivernage de juin à décembre, période pendant laquelle la culture du riz est prépondérante, une contre saison froide d'octobre à avril destinée essentiellement au maraîchage avec notamment la culture de la tomate et de l'oignon et une contre saison chaude de février à juillet consacrée à la riziculture, mais aussi à la culture de l'arachide dans les PIV à sols sablonneux. En plus de ces trois campagnes il existe des cultures qui se pratiquent toute l'année surtout dans les PIV.

Certes les problèmes liés au déficit hydrique semblent être résolus par la gestion des ouvrages, cependant, de nouveaux problèmes que les programmes de mise en valeur n'avaient pas pris en compte ont surgit, rendant difficile tout développement économique durable. Parmi ces impacts négatifs, on peut citer les modifications importantes des écosystèmes naturels qui sont soumis à des pressions anthropiques croissantes et à des changements des conditions hydrologiques. Ces modifications ont eu un impact négatif sur la biodiversité, conduisant à la disparition d'une certaine faune d'eaux saumâtre qui avait une valeur économique importante pour les populations locales, à la prolifération des plantes envahissantes d'eau douce dans les zones telles que le plan d'eau situé en amont du barrage de Diama, aux abords du lac de Guiers et dans les dépressions où stagne en permanence de l'eau douce. Cependant, le problème majeur est posé par le risque de dégradation des sols par salinisation engendré par l'irrigation dans une zone où existe une nappe d'eau salée de faible profondeur entre 1 et 3 m, et que la percolation des eaux d'irrigation fait remonter entraînant ainsi les sels à la surface du sol où ils vont se concentrer suite à l'évaporation.

V-2 Le cadre physique

Le delta du fleuve Sénégal se situe au Nord-Ouest du Sénégal, entre 14°4 et 16°50 de latitude Nord et entre 15°30 et 16°30 de longitude Ouest. Il est limité au Nord par le fleuve Sénégal, à l'Ouest par l'océan Atlantique, à l'Est par le Ferlo et au Sud par la latitude 15°45 Nord. Le delta est de forme triangulaire, il couvre une superficie d'environ 4343 km² dont les trois quarts se situent en rive gauche.

V-2-1 Les paramètres hydro- climatologiques

Le delta du fleuve Sénégal fait partie du domaine climatique nord sahélien où la pluviométrie relativement faible est d'environ 200 mm par an. Les pluies sont essentiellement réparties sur deux mois en l'occurrence août et septembre. La proximité de l'océan permet de définir un climat régional original limité à la zone côtière, dit climat sub-canarien.

Les facteurs climatiques étudiés proviennent de la station climatologique synoptique de Saint Louis. L'analyse statistique de la série chronologique des précipitations dans la première partie de ce travail a décelé deux ruptures, correspondant à des changements du régime pluviométrique. La série chronologique a été ainsi divisée en trois sous séries : de 1931 à 1970 ; de 1971 à 1997 et de 1998 à 2010. Les moyennes mensuelles des paramètres climatiques étudiés sont calculées en fonction de cette répartition. Cependant, les données disponibles se situent entre 1951 et 2003/2006, période que nous allons subdiviser comme suit : 1^{ère} série de 1951 à 1970 ; 2^{ème} série de 1971 à 1997 et 3^{ème} série de 1998 à 2003/2006. Les paramètres climatiques concernés sont : les températures, les vents, l'insolation, l'humidité relative et l'évaporation/évapotranspiration.

V-2-1-1 Les vents

La vitesse et la direction des vents dominants sont variables suivant les saisons. Durant la saison sèche (octobre à mai/juin) les flux dominants sont de direction NNW ; ce sont les alizés maritimes vifs, frais et humides, issus de l'anticyclone des Açores. Ce vent parcourt tout le littoral, il est responsable du climat doux de la zone qui est rarement atteint par l'Harmattan venu du Nord -Est. Pendant la saison des pluies (juillet-septembre), les vents du Nord se heurtent à la mousson du Sud-Ouest, vent chaud et humide qui domine sur l'ensemble du bassin à partir de juin.

La vitesse moyenne mensuelle des vents, calculée sur une période allant de 1951 à 2003, montre une variabilité selon la période de l'année (Fig.34). La vitesse maximale, de l'ordre de 5.5 m/s, est enregistrée au mois d'avril, la minimale de 3.5 m/s en octobre. En comparant les trois périodes, on constate que la vitesse des vents a été plus élevée entre 1971 et 1997, période correspondant à celle de la grande sécheresse ; les vitesses les plus faibles sont enregistrées entre 1998 et 2003, alors que la courbe d'évolution des vitesses de la phase humide se trouve entre les deux, avec souvent des valeurs plus proches de celles de la période sèche. Dans ce cas, le rapport entre l'évolution de la vitesse moyenne des vents et la pluviométrie moyenne annuelle ne peut être nettement mis en évidence.

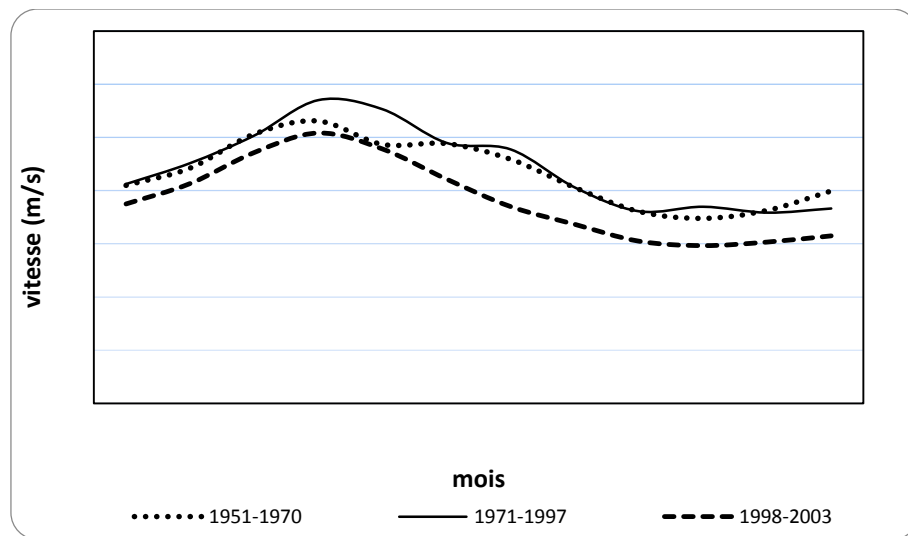


Figure 34 : Vitesse moyenne mensuelle du vent à Saint-Louis

Dans la zone d'étude, la vitesse peut parfois atteindre 20 m/s à Rosso (Michel, 1973) ; provoquant une importante érosion éolienne avec arrachement et déplacement de particules essentiellement dans les zones dépourvues de végétation, suivi d'accumulation diverses. Ce phénomène est responsable de l'édification des dunes de sables dans le Nord du pays, alors que dans le delta central, on observe un paysage constitué d'aires de déflation et de champs de nebkas, dont la formation et l'extension sont déterminées par l'action éolienne (Sall, 1993 in Ndiaye, 2004). L'ablation et le transport de particules se sont accentués sous l'action conjuguée de la pression anthropique et de la sécheresse.

V-2-1-2 Les températures

L'évolution de la température moyenne (fig.35) montre une variation mensuelle bimodale. Deux maxima peuvent être observés : un principal en septembre/octobre de l'ordre de 29°C et un secondaire en mars/avril de l'ordre de 25°C. Les minima sont observés en décembre/janvier ; les courbes d'évolution de la température baissent légèrement aux mois d'avril et juin. Une analyse comparée des trois séries permet de dire que les températures étaient moins élevées durant la phase humide de 1951-1970, la moyenne mensuelle est partout inférieure à celle des deux autres phases (1971-1997 et 1998-2003) qui, par contre, présentent une évolution similaire. La température est un paramètre partiellement influencé par les précipitations, ainsi, il est normal d'observer une légère baisse de ce paramètre pour les saisons les plus humides. Cependant, le maximum d'écart de température pendant la saison sèche (janvier à mai), montre un réchauffement du climat. On peut constater ainsi, une élévation de la température en comparant l'avant et l'après 1970, cet accroissement de la température serait en rapport avec le changement climatique. Par ailleurs, les amplitudes thermiques mensuelles relativement faibles durant les années 1950 (de l'ordre de 6 à 7°C), ont augmenté pour se retrouver entre 11 et 13 à partir des années 1960 et ceci durant tout le reste de la période considérée, c'est-à-dire jusqu'en 2003. En plus, des études menées sur les changements climatiques en utilisant les Modèles de Circulation Générale et les scénarii d'émissions de gaz à effet de serre, prévoient une augmentation de la température globale d'environ 1,4 à 5,8°C entre 1990 et 2100 (Ardoin-Bardin, 2004).

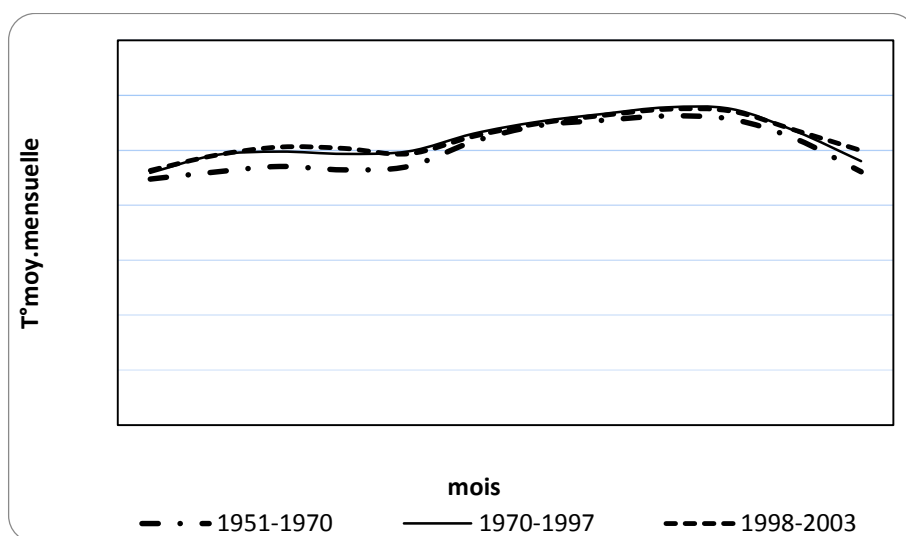


Figure 35 : Evolution de la moyenne mensuelle de la température à Saint-Louis

V-2-1-3 L'Insolation

La figure 36 présente la variation de la durée moyenne mensuelle de l'insolation en heures par jour. Elle varie peu au cours de l'année, de 7 heures à un maximum de près de 10 heures par jour. Les durées les plus courtes sont obtenues en décembre et janvier, puis entre juin et juillet et les plus longues en avril et novembre. Les moyennes mensuelles de la durée de l'insolation sont quasi similaires pour les périodes allant de 1971 à 1997 et de 1998 à 2006, alors que pour la période se situant entre 1951 et 1970, la durée moyenne de l'insolation est plus importante surtout pendant la saison sèche.

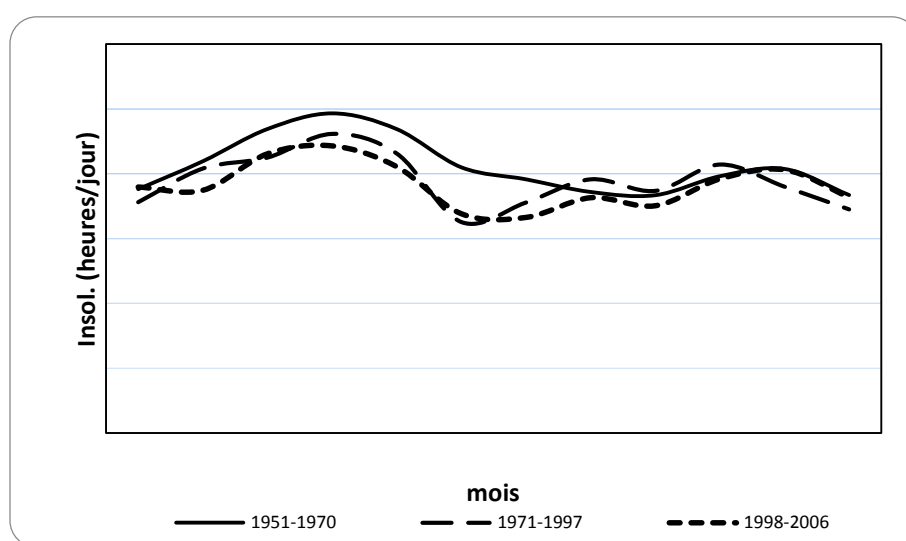


Figure 36 : Moyennes mensuelles de l'insolation à Saint-Louis

V-2-1-4 L'humidité relative

L'humidité relative, généralement supérieure à 45%, est importante durant toute l'année. Elle est maximale pendant la saison des pluies avec un taux d'un peu plus de 80% et minimale pendant la saison sèche. Les courbes d'évolution de l'humidité relative ont la même allure et montrent une variation unimodale, avec le maximum en août/septembre et le minimum en janvier/février (fig.37). Cette évolution de l'humidité relative est liée aux précipitations et à la nébulosité qui, tout en abaissant la température, contribue à l'élévation de la tension de vapeur d'eau dans l'air. Par ailleurs, la figure met en évidence cette relation entre les précipitations et l'humidité relative qui a été plus importante durant la phase humide 1951-1970 ; ensuite les valeurs ont baissé entre 1971-1997, suivi d'une légère hausse entre 1998-2006, d'où une évolution similaire à celle de la pluviométrie.

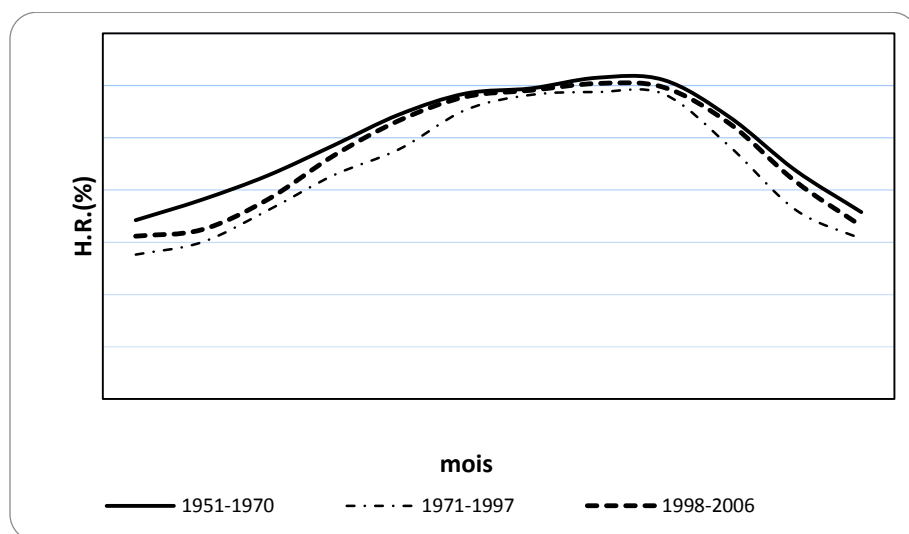


Figure 37 : Evolution de la moyenne mensuelle de l'humidité relative à Saint-Louis

V-2-1-5 L'évaporation et l'évapotranspiration

Les phénomènes d'évaporation jouent un rôle significatif dans l'hydrologie du delta, du fait de la disponibilité des ressources en eau de surface, mais également de l'existence d'une nappe d'eau souterraine sub-affleurante. Les données utilisées sont issues de l'évaporomètre Piche. Ces données montrent une évaporation importante pendant la saison sèche. Le maximum est atteint entre mars et mai, quand l'insolation et la vitesse moyenne des vents sont à leur maximum ; ainsi que la température qui elle, est à son maximum secondaire. Elle subit un fléchissement pendant la saison des pluies pour atteindre un minimum entre août et septembre. D'après la figure 38, on remarque que l'évaporation est plus importante entre 1998-2006 qui est une période relativement humide par rapport à la période allant de 1971 à 1997.

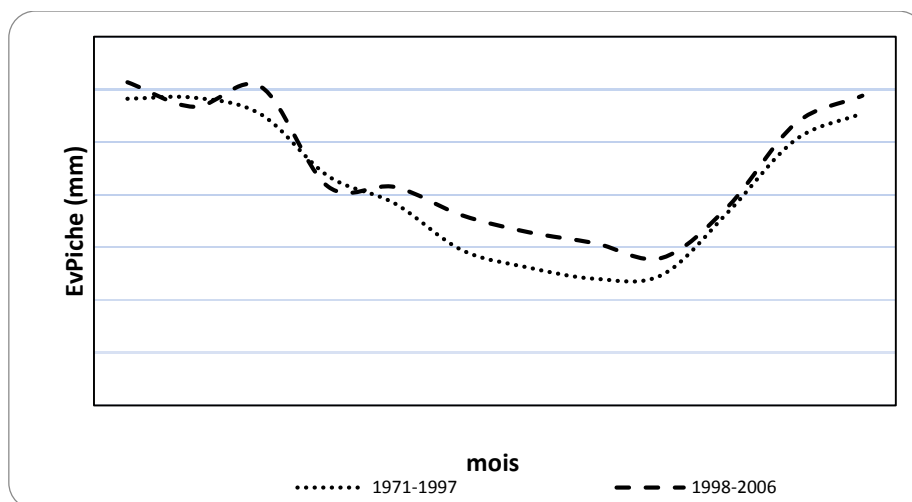


Figure 38 : Evolution de la moyenne mensuelle de l'évaporation Piche à Saint Louis

L'évapotranspiration est une notion qui fait intervenir non seulement l'évaporation directe à partir de surface d'eau libre mais aussi la transpiration des plantes, variant ainsi en fonction de la densité du couvert végétal. Elle peut être calculée avec des formules empiriques à partir des données météorologiques, notamment les formules de Turc, Thorntwhaite et Penman. L'application de la méthode de Turc donne une évapotranspiration moyenne annuelle de 2360 mm (Diao, 1992 ; alors que la FAO donne pour toute la vallée du fleuve, une valeur de 2400 mm. Diaw (2008) a utilisé la méthode de Penman-Monteih et a obtenu une évapotranspiration moyenne annuelle de 2296,1 mm et une moyenne mensuelle de 191,3 mm. L'évapotranspiration étant plus importante que la pluviométrie, la recharge des nappes par infiltration efficace est peu probable.

Il ressort de cette étude que les paramètres climatiques évoluent proportionnellement à la pluviométrie, soit dans le même sens, soit dans le sens inverse. Ainsi, les températures ont augmenté durant la période de sécheresse, alors que les autres paramètres, notamment, l'humidité relative et l'évaporation suivent l'évolution pluviométrique. Ces paramètres climatiques subissent l'influence océanique du fait de la position géographique du delta ; autrement dit, un adoucissement des températures, une baisse de la durée de l'insolation et de l'évapotranspiration par rapport aux stations continentales.

V-2-2 Le réseau hydrographique

Dans le delta et la basse vallée, le fleuve Sénégal chemine vers l'embouchure en décrivant de nombreux méandres du fait de la faiblesse de la pente (0,001%) et de la nature tendre des formations alluviales (Sall, 2006). Ce réseau hydrographique est enrichi par la présence de nombreux défluent (fig.39). En rive gauche on rencontre :

- la Taoué, dont le tracé a été rectifié, alimente le lac de Guiers ;
 - Le Gorom qui était salée avant la construction de la digue de Ronkh en 1964, ne reçoit plus que de l'eau douce du fleuve, il comprend le Gorom aval et le Gorom amont ;
 - Le Lampsar qui est issu du Gorom amont, dans la zone de Boundoum, reçoit le Kassack, qui est aussi un défluent du Gorom amont, au niveau du périmètre de Grande digue ;
 - Le Djeuss se subdivise en Djeuss amont et Djeuss aval I et II. Ces bras reçoivent une alimentation diversifiée. Le Djeuss amont est alimenté par le Gorom aval, le Djeuss aval I est alimenté par le Lampsar à travers l'ouvrage de Mbakhana, alors que le Djeuss aval II fait partie de la réserve d'eau douce de Saint Louis ;
 - Le Thiallakht, en aval de Diama, est un bras de l'estuaire qui s'isole à proximité de la langue de Barbarie au Nord de Saint Louis ;
 - le système des trois marigots situé au Sud-Ouest du lac de Guiers.
- Il existe, par ailleurs, tout un système lagunaire vers l'embouchure.

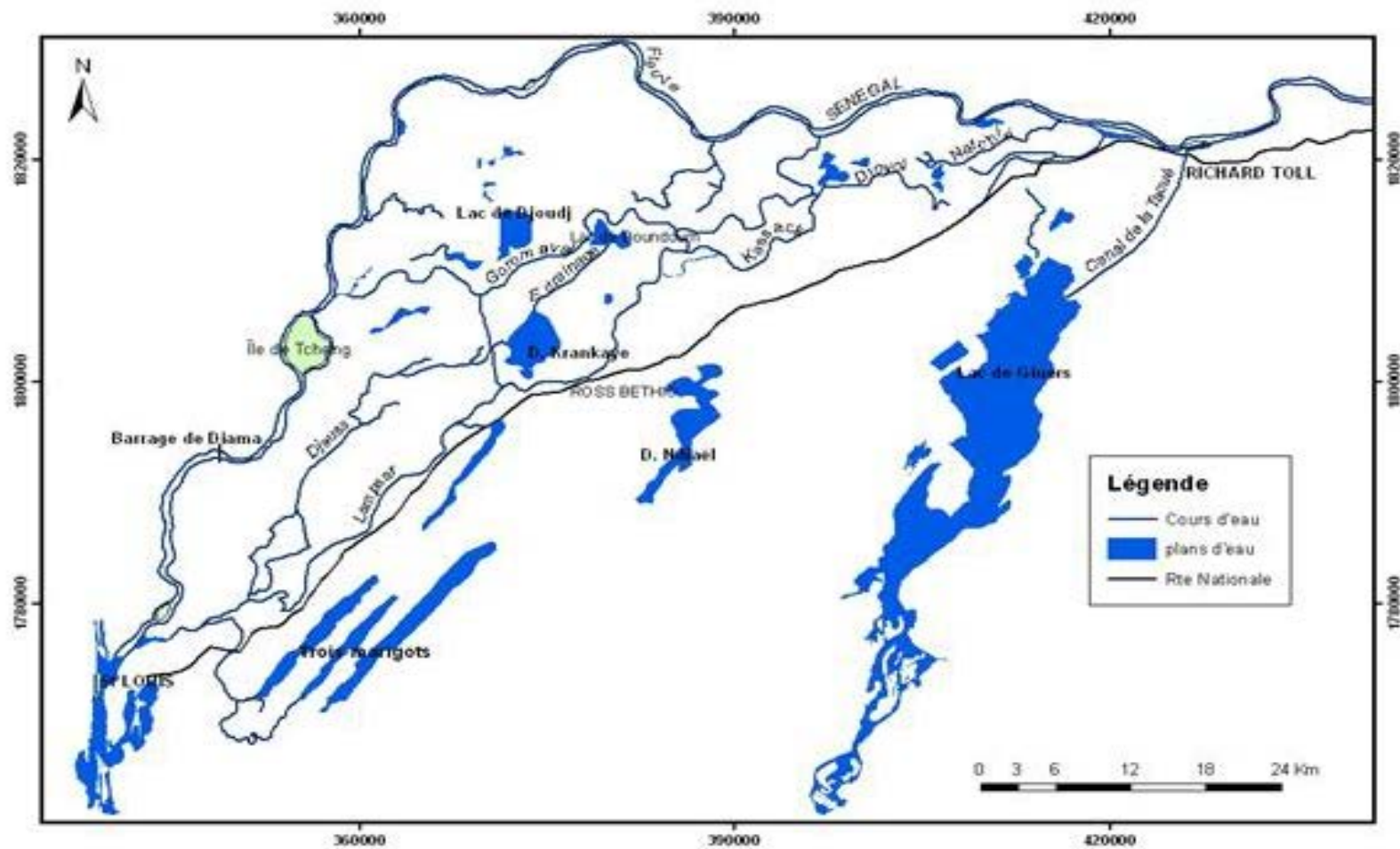


Figure 39 : Réseau hydrographique du delta du fleuve Sénégal

Ce chevelu hydrographique très anastomosé, alimente de nombreuses dépressions et cuvettes dans le delta du Sénégal. La plus grande de ces dépressions est celle du lac de Guiers qui représente l'unique réserve importante en eau douce du Sénégal. Ce lac assure en partie l'alimentation en eau potable de grands centres urbains comme Dakar. On remarque également la présence d'autres zones dépressionnaires, notamment, les cuvettes de Djoudj, de Debi, du Djeuss et du Djeuleuss dans la partie avale du delta ; au centre la cuvette du Ndïael qui reçoit actuellement les eaux de drainage des périmètres agricoles du Boundoum qui transitent par le lac du même nom ; la grande dépression de Krankaye etc...

Le développement de l'agriculture irriguée et l'aménagement de grands périmètres rizicoles sont accompagnés par une mise en place de tout un système de canaux d'irrigation desservant les périmètres et les plantations de canne à sucre de la Compagnie Sucrière du Sénégal (CSS) dans la région de Richard Toll. Les périmètres irrigués sont généralement installés dans les cuvettes de décantation, par exemple les cuvettes de Kassack nord et sud, Grande digue, Tellel, Lampsar, Savoigne et Pont Gendarme qui sont alimentées par le Gorom, le Lampsar et le Kassack, qui ne reçoivent plus que de l'eau douce du fleuve.

V-3 Le contexte paléo-hydrologique

La vallée du Sénégal s'est façonnée pour aboutir à sa morphologie actuelle durant le Quaternaire essentiellement sous l'influence des variations climatiques et du niveau marin, avec des cycles d'érosion fluviale et de dépôts alluvionnaires, lors des régressions et transgressions marines (Le Brusq, 1980 ; Van Lavieren et Van Wetten, 1988 ; Loyer 1989 ; Michel *et al.*, 1984). Le delta est constitué de marigots et de lagunes séparés de la mer par une flèche littorale (Deckers *et al.*, 1996) appelée Langue de Barbarie.

V-3-1 Le Quaternaire ancien et moyen

Le Quaternaire ancien et moyen est caractérisé par une série de transgressions, dont celles du Tafarien, de l'Aïoujien et de l'Inchirien (Sall, 2006) ; qui ont permis le creusement d'un vaste golfe marin ouvert sur l'océan, s'étendant du Trarza jusqu'à Nouhadibou en Mauritanie :

-Durant la transgression Tafarienne, (125000 ans B.P.), s'est formé un golfe qui couvrait la majeure partie du Trarza au Sud-Ouest de la Mauritanie et une partie du delta du fleuve Sénégal. La mer pénétra jusqu'à 160 km à l'intérieur du continent ;

-A l'Aïoujien (125 000 à 70 000ans B.P.), une période plus ou moins humide a conduit à une transgression marine avec dépôt de grès calcaires à stratification entrecroisée (Elouard et *al.*, 1969 in Diouf 1989) ;

-L'Inchirien (40 000 à 31000 ans B.P.) se subdivise en Inchirien I et Inchirien II correspondant en une période très humide (Elouard, 1968). La transgression constitue des dépôts de sables grossiers puis une épaisse couche sablo-argileuse peu perméable et franchement imperméable vers l'Océan Atlantique, qui constitue l'Inchirien I. L'Inchirien II est constitué d'une succession de couches argileuses et gréseuses.

V-3-2 Le Quaternaire récent

Après les phases de creusement du Quaternaire ancien et moyen pendant lesquelles s'est mis en place un vaste golfe marin, c'est au Quaternaire récent que la basse vallée prend progressivement sa morphologie actuelle (Loyer, 1989) :

-L'Ogolien 25-12000 ans B.P. (Le Brusq, 1980) correspond à une phase aride, le climat est sec et la mer se retire du continent. C'est la phase de mise en place des dunes rouges longues de plusieurs dizaines de km, ce sont les ergs anciens à sables rubéfiés qui sont modelés en cordons dunaires orientés NE-SW. Ces cordons dunaires ferment progressivement l'accès à la mer, soumettant la vallée à un régime endoréique ;

-A cette phase de remblaiement succède entre 11000 et 7000 ans B.P., une phase humide « le Tchadien », qui n'a pas d'expression superficielle au Sénégal (Barusseau et *al.*, 2009). La transgression opère, à nouveau, un creusement du lit du fleuve à travers ces dunes jusqu'à la mer. Cette phase humide a permis la fixation des dunes ogoliennes et leur rubéfaction d'où leur nom de Dunes Rouges (Le Brusq, 1980) ;

-Entre 6400 et 4200 ans B.P., la transgression du Nouakchottien, provoque le recreusement du lit du fleuve à travers les dunes jusqu'à la mer. Cette transgression a permis une intrusion marine très loin en amont, la mer occupait tout le delta actuel et au-delà jusqu'aux environs de Bogué, (fig.40 a), à 250 km de la côte. Elle transforma ainsi la basse vallée en une vaste ria. La sédimentation au fond de la mer est surtout sableuse, issue des sables ogoliens avec une fraction argileuse peu importante (4 à 5%) (Le Brusq, 1980). Ces sables nouakchottiens se rencontrent dans toutes les cuvettes en profondeur et parfois affleurant sous forme d'ilots (complexe dune-plage) ou forme une terrasse en bordure des dunes (Saos et *al.*, 1982). La fermeture de la ria par les cordons littoraux l'aurait transformée en certaines périodes en lagunes plus ou moins

dessalée (Rosso et *al.*, 1977 in Le Brusq, 1980). Il existe de nombreux dépôts coquillers qui permettent de préciser le maximum de cette transgression (Niang, -A partir de 4200 ans B.P. une phase aride voit la formation de sebkhas, du fait de l'évaporation et de la concentration des sels en surface. La dérive océanique favorise le dépôt de cordons littoraux sableux, modelés en un système de petites dunes appelées Dunes Jaunes qui barrent partiellement l'accès du fleuve à la mer. On passe d'une sédimentation lagunaire, avec des vasières bordées de mangrove, à une sédimentation deltaïque : les crues du fleuve et de ses défluent permettent à ceux-ci de transporter des sédiments variés et de les déposer pour les plus grossiers (sables, limons) sur les berges, édifiant une sédimentation post-nouakchottienne de grands « bourrelets de berges » (fig.40 b).

Les crues rompent parfois ces levées et créent en arrière des deltas de rupture, dont les matériaux constitutifs, d'abord sablo-limoneux, sont de plus en plus fins vers les dépressions. Les deltas de rupture et les levées sont réunis sous le terme de « fluvio-deltaïques », entre lesquels se trouvent les cuvettes de décantation aux côtes plus basses (entre 0 et +1m IGN) où se déposent les éléments plus fins (Fig.40 c). C'est durant cette période que la vallée prend la morphologie d'un pseudo-delta par colmatage progressif des anciennes lagunes.

Par ailleurs, jusqu'à Bogué, le lit mineur du fleuve Sénégal se trouve en contre bas de l'océan Atlantique. De ce fait, en régime naturel d'écoulement, les eaux marines remontent progressivement vers l'amont du fleuve pendant la phase de tarissement, dès que le débit d'eau douce devient insuffisant pour le repousser. La salinisation des eaux atteint régulièrement Dagana en fin de tarissement (Rochette, 1974). La persistance de la sécheresse a particulièrement favorisé l'invasion marine dans la basse vallée du fleuve Sénégal en période de basses eaux (Saos et al., 1984 ; Gac et al., 1986 I et II ; Kane, 1985). Cette invasion marine récurrente conduit à l'édification sur le fleuve du bouchon barrage de Kheune en 1983, pour éviter la pénétration des eaux salées dans le lac de Guiers, suite à la baisse inquiétante du niveau du plan d'eau. Après cette première tentative, le barrage de Diama a été construit puis mis en service en 1986.

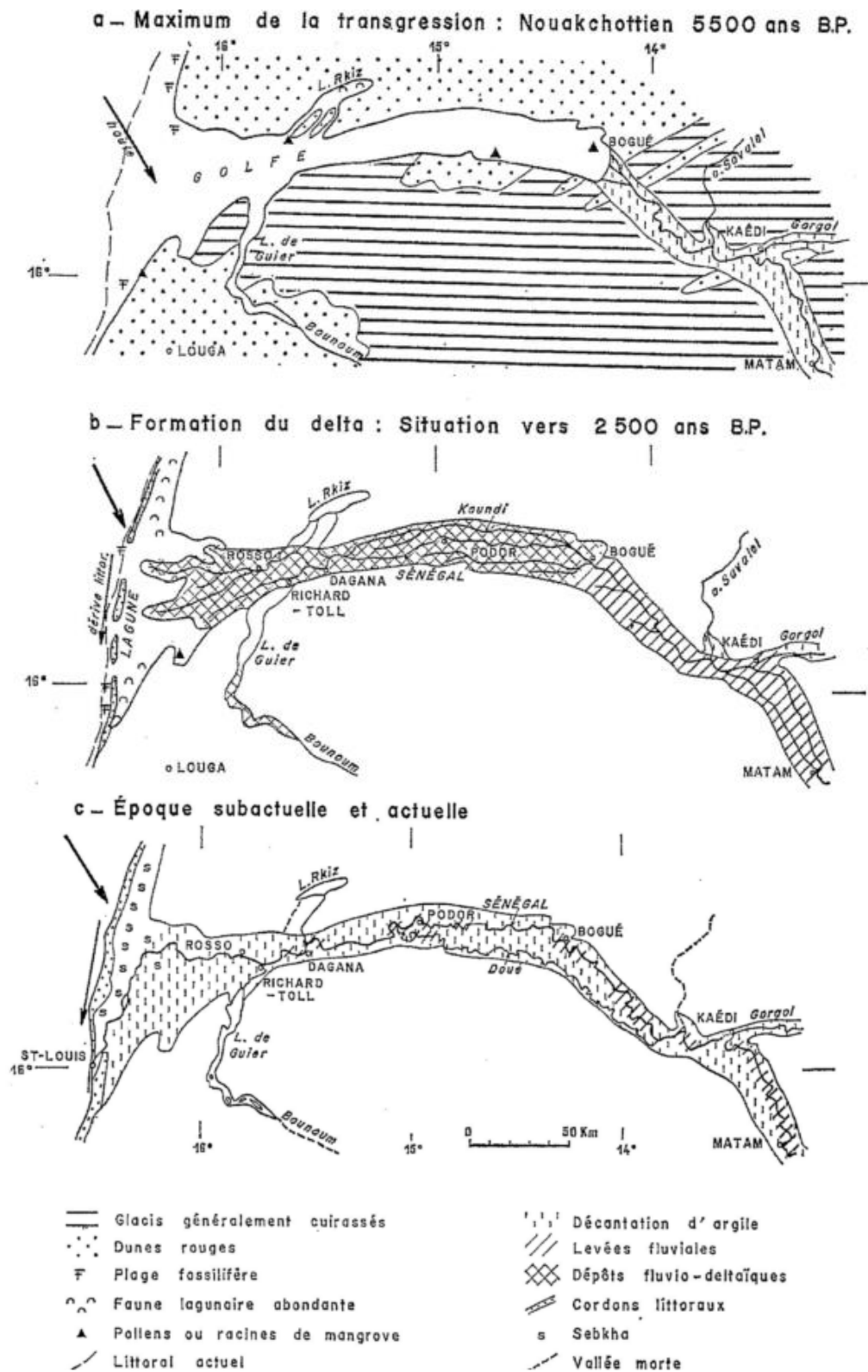


Figure 40 : Evolution du delta du fleuve Sénégal depuis la transgression nouakchottienne (Michel 1973)

Le tableau 8 suivant, donne la chronologie des séries stratigraphiques rencontrées dans le delta.

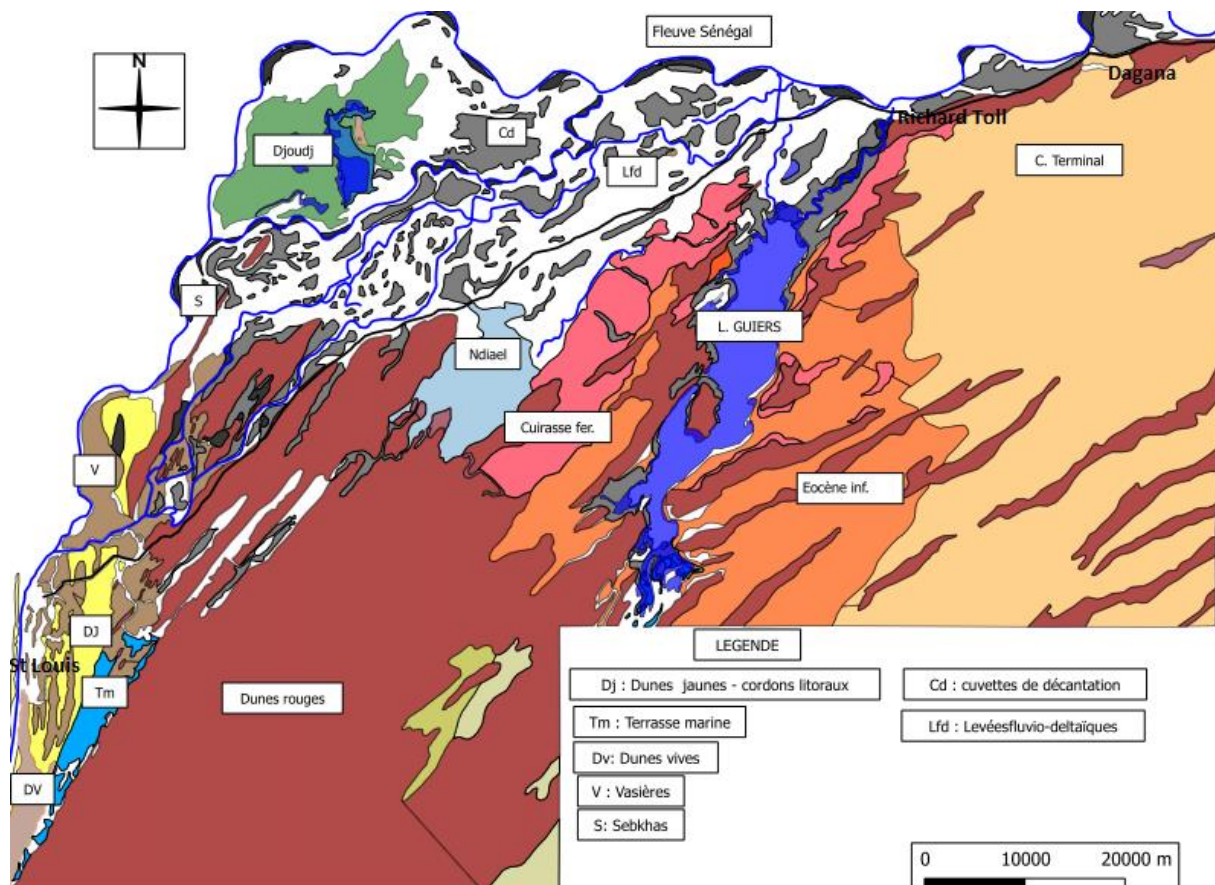
ETAGE GEOLOGIQUE	AGE	REMARQUES
Dépôts actuels/ sub actuels	2 000 BP-P	
NOUAKCHOTTIEN	4 200 BP	sédiments Holocène
-----Discordance		
OGOLIEN	25 000 BP – 12 000 BP	sédiments ante- holocène
-----Discordance		
INCHIRIEN	35 000 BP – 31 000 BP	sédiments ante - holocène
-----Discordance		
QUATERNAIRE	1,5 M – 0,1 M BP	sédiments
ANCIEN / MOYEN		Pléistocène
-----Discordance		
CONTINENTAL	1,5 M – 38 M BP	sédiments
TERMINAL		Pliocène Miocène Oligocène
-----Discordance		
PALEOCENE/EOCENE	65 M – 45M BP	sédiments Eocène
-----Discordance		
MAASTRICHTIEN	70 M – 65 M BP	sédiments Crétacé supérieur

Tableau 8 : Représentation schématique des séries stratigraphiques connues dans les limites du delta

V-4 Géologie, géomorphologie et hydrogéologique

V-4-1 La géologie

L'histoire géologique du delta a pu être tracée depuis le Maastrichtien, puis l'Eocène et le Miocène (Michel, 1973). Les affleurements des formations du Secondaire et du Tertiaire n'existent pas dans le delta du fait qu'elles sont recouvertes par les dépôts du Quaternaire. On peut observer cependant, sur la carte géologique (fig.41) quelques affleurements de l'Eocène inférieur et du Continental Terminal à l'Est du lac de Guiers. De même, la cuirasse ferrugineuse fini-tertiaire affleure par endroit.



V-4-2 La géomorphologie

La géomorphologie du delta est étroitement liée à son histoire géologique. C'est une zone basse constituée d'une vaste plaine d'inondation, dans laquelle l'altitude est généralement inférieure à 10m (fig.42). La pente topographique y est très faible, car comprise entre 0,1⁰/₀₀ dans le secteur de Dagana et 0,06⁰/₀₀ dans le delta. La formation de la vallée du Sénégal a commencé au début du Quaternaire avec l'entaille des grès argileux de la Formation du Saloum, déposés au Miocène moyen à supérieur et surmontés par une cuirasse ferrugineuse, dite cuirasse fini-tertiaire. Les variations climatiques et les oscillations du niveau marin pendant le Quaternaire ont engendré plusieurs phases de creusement fluvial, alluvionnement et de sédimentation marine ou éolienne qui ont mis en place des dépôts très variés par leur granulométrie et leur position (Michel, 1959).

La morphologie des terrains est sous la dépendance du fleuve et de ses défluent qui, au cours de leur évolution, ont progressivement façonné le delta jusqu'au modelé actuel. Celui est caractérisé par l'existence d'une zone inondable appelée le Oualo et d'une zone hors de portée des crues ou Diéri.

Le Oualo est constitué de dépressions appelées cuvettes de décantation et de tout un système de levées allongées, légèrement élevées, séparant les cuvettes. Le Diéri, constitué par des dunes de sables rouges orientées est situé au Sud du delta et à l'Est du lac de Guiers. La zone de transition entre le Oualo et le Diéri est occupée par les terrasses marines du Noukchottien.

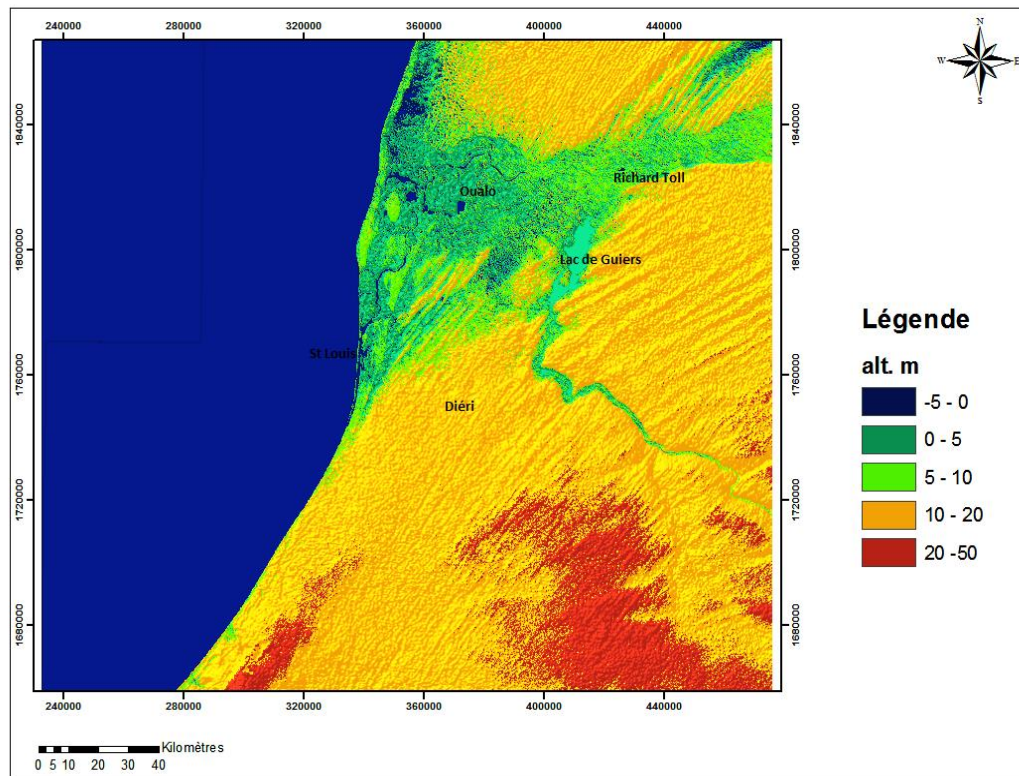


Figure 42 : Carte géomorphologique du delta du fleuve Sénégal : (image radar SRTM)

V-4-3 L'hydrogéologie

L'hydrogéologie du delta du fleuve Sénégal est marquée par l'existence de deux systèmes aquifères superposés, un réservoir profond constitué par la nappe du Maastrichtien et un système aquifère intermédiaire dans les formations calcaires du Tertiaire et un réservoir superficiel constitué par la nappe des formations quaternaires alluviales et de la Formation du Saloum.

IV-3-1 Le réservoir profond

La nappe contenue dans les formations sableuses du Maastrichtien est peu profonde localement, elle a été identifiée dans le bassin inférieur du fleuve Sénégal à -20 m dans la zone de Podor, de même que dans l'axe Ourosogui -Thilogne où les courbes isopièzes semblent dessiner une zone d'alimentation de la nappe par les eaux du fleuve (Illy, 1973 ; Diagana, 1994). Elle est située à -50 m dans la zone de jonction entre le canal de la Taoué et le lac de Guiers, ensuite, elle s'enfonce de part et d'autre de l'anticlinal de Guiers (Saos et *al.*, 1993). A ce

niveau, elle est en continuité avec la nappe alluviale, ce qui permet sa recharge à travers les alluvions quaternaires (Da Boit, 1993). Elle peut être par endroit très salée (Diagana, 1990).

IV-3-2 Le réservoir intermédiaire

La nappe des formations tertiaires, constituée essentiellement par les calcaires éocènes. Elle est localement présente au niveau de l'anticlinal de Guiers. Son réservoir est constitué au Nord de calcaires blancs compacts avec des gravillons latéritiques et parfois des blocs de grès sous forme de lentilles ou inter-stratifiés. Au Sud les calcaires sont coquilliers et friables à tendance détritique avec des niveaux de silex noir.

V-4-3-2 Le réservoir superficiel

Il est très complexe et hétérogène du point de vue granulométrique. C'est la nappe alluviale superficielle présente dans tout le lit majeur du fleuve. D'après Loyer (1989), l'hétérogénéité des alluvions et la stratification lenticulaire, en rendant difficile la circulation horizontale de l'eau, favorisent l'existence de plusieurs nappes interdépendantes. Le réservoir aquifère, (fig.43), comprend un niveau principal supérieur, formé par les sables fins nouakchottiens situés sous les alluvions ; un niveau inférieur localisé dans les sables ogoliens qui reposent par endroits sur les dépôts de l'Inchirien, principalement au niveau des levées et de dunes qui bordent le Diéri. La nappe alluviale peut se rencontrer également dans les sédiments du Quaternaire ancien à moyen.

L'épaisseur de la zone non saturée diminue de l'amont vers l'aval. La nappe est à moins de 2 m de profondeur dans le delta. Sa surface piézométrique est géométriquement captive et/ou libre selon l'existence ou non d'une couche semi-perméable argileuse ou silteuse appartenant aux sédiments actuels et subactuels.

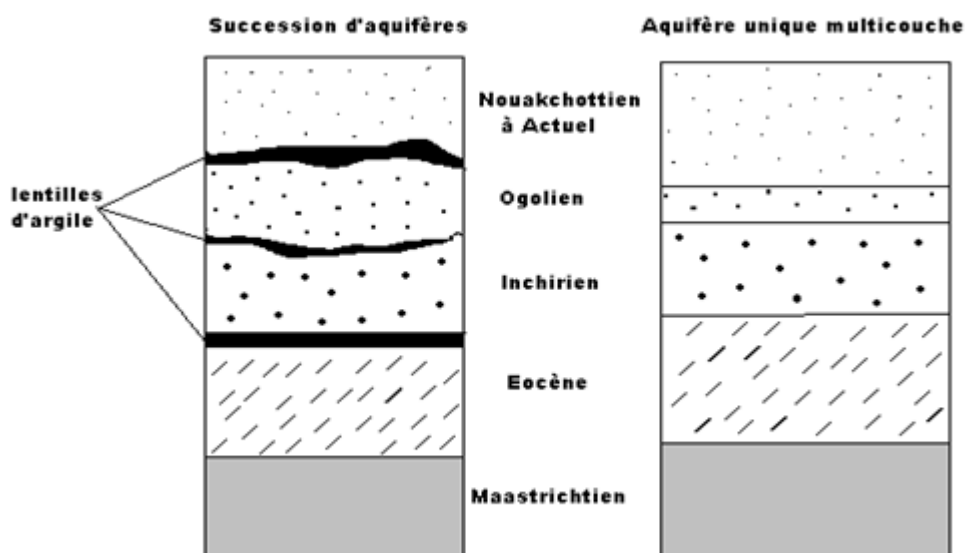


Figure 43 : Coupe schématique du système aquifère dans le delta du fleuve Sénégal (OMVS/USAID ; 1990)

L'alimentation de la nappe par les eaux de pluies est quasi inexistante du fait de la faiblesse des précipitations dans la zone. Cela fait que la nappe est plutôt dépendante du fleuve du moins à proximité de celui-ci, c'est-à-dire à 150 m du fleuve (Saos et *al.*, 1984). Le transfert latéral est réduit par la présence de discontinuités texturales dans les matériaux alluviaux. Cependant, les endiguements réalisés dans la basse vallée et le delta en supprimant l'expansion de la crue vers les plaines d'inondation réduisent la recharge de la nappe. Par contre, elle subit d'importantes fluctuations piézométriques saisonnières sous l'influence de la riziculture submergée dont les apports s'évaluent à quelques 1200 m³ d'eau par hectare et par campagne (Loyer, 1989).

C'est une nappe aux caractéristiques hydrodynamiques médiocres et variables. Selon Diao, (1992), la transmissivité de la nappe alluviale est estimée entre 10⁻² et 10⁻⁴ m² s⁻¹ ; sa conductivité hydraulique ou perméabilité oscille entre 10⁻³ et 10⁻⁴ cm s⁻¹ et le coefficient d'emménagement de l'ordre de 10⁻⁴. Elle s'étend sur l'ensemble du delta mais sa salinité la rend inutilisable. En effet, le fait qu'elle soit contenue dans des formations géologiques imprégnées de sels solubles, la rend très salée et la proximité de la surface piézométrique constitue une menace pour le développement d'une agriculture irriguée durable.

V-5 Sols et végétation

V-5-1 Les sols

Les sols jouent un rôle primordial dans la vallée du fleuve Sénégal, particulièrement dans le delta où le développement d'une agriculture irriguée durable n'est pas uniquement lié à la disponibilité de la ressource en eau, mais surtout à la nature et l'évolution des sols sous culture irriguée. En effet, le milieu bioclimatique conditionne les transformations de la partie superficielle de la Lithosphère qui aboutissent à la formation des sols, de ce fait, la connaissance des types de sols, leur répartition, leur relation avec le modelé géomorphologique peut renseigner sur certains aspects de leur morphogénèse présente ou passée. Ainsi, le fait que le delta soit formé dans un milieu originellement marin (nombreuses transgressions du Quaternaire) plus ou moins confiné a entraîné une incorporation du sel dans tous les paysages (Deckers et *al.*, 1996) ; les traces de sels pouvant être retrouvées jusqu'à 350 km de l'embouchure. On parle de sol salé quand ce dernier renferme des quantités notables de sels solubles au sein du profil. Il s'agit, dans le cas du delta, d'une salure chloruro-sulfatée sodique et magnésienne d'origine marine ou lagunaire, essentiellement sodique et magnésienne, à laquelle peut se superposer une alcalisation liée à une sodicité excessive et souvent due à une évolution secondaire (Loyer, 1989).

Plusieurs études sur les sols du delta ont permis leur répartition en trois groupes principaux (Rochette, 1974 ; Le brusq, 1980 ; Boivin, 1995 ; Deckers et *al.*, 1996 ; Diop, 1998 etc...) :

- Les sols salins et à alcalis : ce sont des sols halomorphes qui constituent l'essentiel des sols du pseudo – delta à partir de Richard Toll. Bien que très hydromorphes, ces sols sont avant tout, caractérisés par l'excès de sels. Ils sont fréquemment représentés par des sols salins (à structure non dégradée), mais aussi par des sols à alcalis. Ils renferment au moins 2% de sels chloruré-sulfatés d'origine marine ou lagunaire (Maynard, 1960). Ils sont caractérisés par une forte proportion en sodium échangeable du complexe absorbant qui leur confère une structure spéciale, poudreuse en surface et en colonnettes dans les horizons sous-jacents, ainsi que des propriétés physiques particulières. Le pH est basique, voisin de 10 (Deckers et *al.* ; 1996). Ces sols sont répartis en solontchaks vifs caractérisés par des remontées salines visibles en surface ; et en crypto-solontchaks sans efflorescences salines visibles (Michel, 1973). La forte concentration des sels dans les cuvettes à immersion temporaire conduit à la formation de

sebkhas qui sont des structures stériles sur les quelles ne pousse aucune végétation. Alors que dans les cuvettes à immersion totale et permanente et qui sont en relation de capillarité avec la nappe sub-affleurante, on n'observe jamais d'efflorescence saline. Leur mise en culture nécessite des actions combinées d'irrigation et de drainage pour évacuer l'excès de sel (Dabo, 1992).

- Les sols sub-arides tropicaux : ce sont des sols bruns à brun-rouge sub-arides, appartenant à la classe des sols isohumiques développés sur sables dunaires et qui enserrant étroitement la vallée (Rochette, 1974). Ils ont des teneurs en matière organique faibles, mais l'altération minérale est relativement forte, provoquant une nette individualisation des sesquioxydes de fer. Ces sols sub-arides bordent généralement la vallée lorsqu'ils se développent sur les dunes rouges de l'Ogolien. Des buttes, témoins de leur ancienne extension, peuvent exister dans le lit majeur où se rencontrent les dunes rouges remaniées et les cordons littoraux. Ce sont des sols fragiles parce qu'ils renferment des teneurs importantes en sable, d'où leur structure particulière sans aucune cohésion (S.E.D.A.G.R.I., 1973).

- Les sols associés : ils regroupent les vertisols et les sols hydromorphes : Un vertisol est un sol dont la teneur en argile est supérieure ou égale à 35% sur 50 cm d'épaisseur au moins (S.E.D.A.G.R.I., 1973). Alors qu'un sol hydromorphe, est un sol dont l'évolution est dominée par l'effet d'un excès d'eau par suite d'un engorgement temporaire de surface, de profondeur et d'ensemble ou par suite de la remontée d'une nappe phréatique.

Les vertisols sont, en général, de couleur foncée du fait de leur richesse en matières organiques. Leur texture argileuse leur confère la capacité de se gonfler et de se rétracter en fonction de leur humidité. Ils sont riches en calcium et ont une structure grossière polyédrique ou prismatique. Leur porosité est très faible et la cohésion très forte quand le sol est sec. Le complexe absorbant est riche en magnésium, le pH est proche de la neutralité.

Les sols hydromorphes sont formés sur des alluvions récentes inondées périodiquement, ils subissent une faible évolution et présentent en profondeur un horizon à pseudogley, plus rarement à gley. Ces sols sont de couleur brun rouge au niveau de l'horizon supérieur, normalement sans tâches d'hydromorphie, qui surmonte un horizon à pseudogley, qui à son tour repose un autre horizon à pseudogley ou à gley.

Ces différents types de sols sont répartis en fonction des unités géomorphologiques identifiés transversalement à la vallée, du fait de l'influence de l'importance et de la durée de l'inondation sur la pédogénèse. La figure 44, montre la répartition des différents types de sol dans la vallée du fleuve Sénégal d'après Michel (1973).

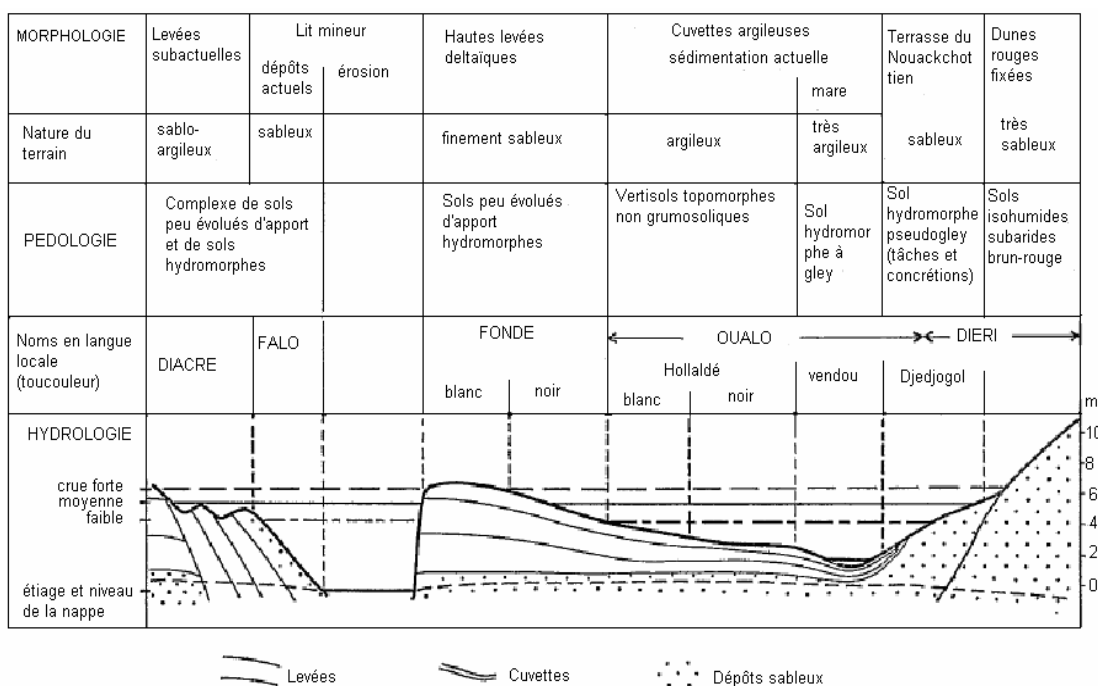


Figure 44 : Coupe schématique des sols du delta et de la basse vallée du Sénégal (P. Michel 1973)

- Dans la zone des cuvettes argileuses de décantation communément appelée le OUALO, inondée par les crues faibles à moyennes, on trouve des sols hydromorphes peu évolués à pseudogley lourds très difficiles à travailler, appelés en langue vernaculaire : Hollaldé (Hollaldé ranéré, Hollaldé balléré). La sédimentation est actuelle dans les cuvettes de décantation, car les eaux du fleuve drainent les limons de berge et se décantent formant ainsi une couche de nature argileuse à très argileuse de type vertisol dans le fond des cuvettes. Ces Hollaldés sont exploités pour la culture du riz en submersion quasi permanente pendant toute la durée de la culture ;
- Les fondés sont des sols peu évolués d'apport hydromorphes sur les levées ou bourrelets de berge qui ne sont inondés que par les moyennes et fortes crues. Ce sont des sols sablo-limoneux sur lesquels peuvent se pratiquer les cultures céréalières de décrue (70% de sables et 30% d'argile, Sall ; 2006) ;
- Le Falo est un complexe de sols peu évolués d'apport et de sols hydromorphes des versants ou mi-glacis de raccordement occupant les berges du lit mineur du fleuve et de ses affluents. Ils sont toujours inondés par les crues. Ils sont sablo-argileux à sableux ;
- Le Diacré, sols sablo-argileux des levées sub-actuelles, sont inondés en période de fortes et moyennes crues ;
- Le Djedjogol sont des sols sableux des terrasses marines du Nouakchottien. Ce sont des hydromorphes à tâches et concrétions, inondés en partie par les faibles crues et toujours par les moyennes et fortes crues.

-Les sols du Diéri se rencontrent sur dunes rouges fixées très sableux. Ce sont des sols isohumiques brun rouges sub-arides, non inondables.

V-5-2 La végétation

Situé dans le domaine climatique nord sahélien, avec une pluviométrie moyenne annuelle de l'ordre de 200 mm, le delta du fleuve Sénégal dispose d'une végétation de type steppique sahélo-saharienne dont la répartition est fonction du micro relief.

Dans les cuvettes et zones dépressionnaires inondées, les périmètres irrigués ont supplanté la végétation naturelle. Cependant, on observe un peuplement végétal constitué du genre *Acacia* aux abords des cours d'eau dans certains endroits ; notamment au bord du Lampsar, près des périmètres de Ndelle.

Il existe également de la végétation aquatique constituée par les prairies à hydrophytes libres comme *Pistia stratiotes*, *Lemna sp* et les prairies à hydrophytes fixés et feuilles flottantes, notamment *Potamogeton sp*, *Iponea aquatica* et une végétation semi-aquatique ou héliphyte de bordure constituée de *Typha australis*, *Phragmite australis*, *Oryza sp* etc... qui prolifère dans le plan d'eau située en amont du barrage de Diama, aux abords du lac de Guiers et le long des rivières du delta.

En dehors de la zone d'inondation, on trouve une savane arborée claire formée d'épineux tels que *Acacia radiana* et *A. albida*, *Balanites aegyptiaca*, *Bauhinia rufescens*, *Combretum glutinosum*, *Maytenus senegalensis*, *Euphorbia balsamifera*, *heliotropus baccifera*, *Cenchrus biflorus* et parfois *Cynodon dactylon* dans les points bas. On y observe la présence d'un tapis herbacé discontinu présent seulement pendant la saison des pluies.

Dans la partie aval du delta, près de l'embouchure, aux environs de Saint Louis et dans le Gandiolais, une mangrove deltaïque relique à petits palétuviers (*Rizophora mangle* et *Avicennia africana*) se maintient ; elle est considérée comme l'une des mangroves les plus occidentale des mangroves de l'Atlantique (Marius, 1985 in Loyer, 1989). Cette végétation a eu, au cours du Quaternaire, une extension plus large puisque des traces ont été retrouvées sous forme de racines fossilisées et de pollens jusqu'à Bogué (Michel, 1959). Une mangrove datée de 6000 ans BP a été recoupée à 4,5 m de profondeur dans les sédiments du lac de Guiers avec 20% de pollens de végétation humide soudanienne à guinéenne entre 3,6 m et 1,5 m de profondeur (Lezine et Saos, 1986).

V-6 Conclusion

L'analyse des paramètres climatiques met en évidence l'influence océanique dans le delta. En effet, la zone est sous l'influence de l'alizé maritime durant la majeure partie de l'année, ce qui lui confère des températures moins élevées par rapport aux stations continentales. L'humidité relative reste élevée toute l'année, plus de 40% avec un maximum de 80% entre août et septembre. L'évapotranspiration et l'insolation y sont moins accentuées, même si la lame annuellement évaporée est largement supérieure à la pluviométrie moyenne annuelle. En plus, la vitesse des vents assez élevée peut parfois atteindre 20 m/s, provoquant une importante érosion éolienne avec arrachement de particules solides.

L'hydrologie du delta était, naturellement, caractérisée par un régime saisonnier à deux périodes contrastées : un période de crue entre août et novembre et un régime d'étiage durant tout le reste de l'année. Durant la crue, il se produisait une inondation de la plaine alluviale permettant la pratique des cultures de décrue à la fin de la crue ; alors qu'en période d'étiage, l'eau de mer envahissait le bassin inférieur constituant ainsi, une menace pour la disponibilité de la ressource en eau douce. Aujourd'hui, l'artificialisation du régime est passée par la maîtrise et la gestion contrôlée des barrages et de l'ensemble des travaux d'aménagements réalisés dans le delta. L'homme exerce un contrôle quasi-total sur son fonctionnement hydrologique, hormis, les aléas climatiques.

Le delta du Sénégal s'est formé durant le Quaternaire sous l'impact des fluctuations climatiques qui ont conduit à des phases de transgressions et de régressions marines, alternant dépôts de sédiments et érosion essentiellement éolienne. Ainsi, la pédogénèse dans le delta a toujours été influencée par la présence de l'eau et du sel, fortement incorporé dans toutes les structures géologiques. Les sols se répartissent en fonction des unités géomorphologiques rencontrées dans la zone, allant ainsi des sols hydromorphes du Oualo aux sols tropicaux sub-arides du Diéri.

Sous ces unités géomorphologiques se trouve un système aquifère complexe, caractérisé par l'existence d'une nappe profonde contenue dans les formations maastrichtiennes et éocènes et d'une nappe superficielle localisée dans les alluvions quaternaires. La nappe maastrichtienne est localement peu profonde, elle se situe à -40 m au Sud de Dagana, elle est ainsi, par endroit, en continuité hydraulique avec les formations sus-jacentes. La nappe superficielle est caractérisée par la présence de lentilles argileuses semi-perméables entraînant une stratification au sein du Quaternaire, qui a donné lieu à deux compartiments de nappe,

l'Inchirien et le Nouakchottien. La profondeur du niveau statique est souvent inférieure à 3 m, les caractéristiques hydrodynamiques sont médiocres du fait de la faible porosité des couches et de la difficulté de la circulation de l'eau d'une lentille à une autre.

CHAPITRE VI : IMPACTS DES ACTIONS ANTHROPIQUES SUR LES RESSOURCES EN EAU

VI-1 Evolution des ressources en eau de surface

Le but de cette analyse est de montrer l'impact des actions anthropiques sur l'évolution des ressources en eau de surface dans le delta, dont la disponibilité a permis un développement important de l'agriculture irriguée. L'analyse portera sur les données limnimétriques de quelques stations de mesure qui sont suffisamment représentatives de la situation hydrologique du delta, notamment, la station de Dagana située à 15°30' W et 16°31'N, la station de Diama située en amont du barrage entre 16°25' W et 16°13' N, en plus de quelques autres stations localisées dans la zone.

VI-1-1 Evolution de la côte du fleuve à Dagana

A la station de Dagana, les relevés sont constitués par des lectures d'échelle limnimétrique et parfois par des enregistrements limnigraphiques, particulièrement entre mai 1991 et décembre 1992 (Bader 2011). Pour cette étude, nous disposons d'une série chronologique de mesures effectuées entre juin 1970 et mars 2006. Ainsi, cette série couvre trois phases déterminantes dans l'analyse de l'impact anthropique sur les ressources en eau de surface ; à savoir la période avant barrage, la période de construction et de mise en service des barrages et l'après barrage. Entre 1970 et 1974, les relevés ne concernaient que la période de crue allant de juin à décembre/janvier. Depuis 1975, les mesures se font durant toute l'année ; cependant, la série est quelques fois interrompue par un ou quelques mois sans relevés, notamment en 1995 où la pointe de la crue n'a pas été observée (absence d'observations entre août et décembre).

La moyenne mensuelle des cotes relevées à Dagana entre 1970 et 1974 montre que la crue s'amorçait dès le mois de juin, atteignait son maximum entre octobre et novembre, suivie d'une décrue rapide entre décembre et janvier. La cote minimale de crue relevée durant cette période a été observée en 1972 avec seulement 1.56 m IGN pour la pointe, contre 3.15 et 2.37 m respectivement en 1971 et 1973 (fig.45).

Entre 1975 et 1983, la crue annuelle reste toujours unimodale, variable et s'étalant entre juillet et novembre. Les cotes atteintes par la pointe de la crue sont moins importantes par rapport à la période précédente. Le maximum de crue est observé en fonction des années aux

mois de septembre ou octobre ; ensuite la décrue s'amorce rapidement dès le mois de novembre. Le tarissement se poursuit pour donner une cote minimale entre avril et mai/juin. La cote correspondant à l'écoulement de base reste quasiment constante durant toute cette période. Elle est imposée par le niveau de l'océan, du fait de la faiblesse de débits écoulés en fin de période de tarissement.

En 1983 et 1984, l'écoulement du fleuve Sénégal est caractérisé par une crue extrêmement faible ; à la quelle succède une phase de tarissement très rapide. Dans la région de Dagana, ceci provoque une annulation précoce du débit, probablement dès le mois de janvier suivant, alors que le fleuve est par ailleurs isolé de toute influence océanique depuis l'édification du barrage temporaire de Kheune en novembre 1983. Sans apport d'eau douce par l'amont, ni d'eau salée par l'aval, et soumis à des pertes importantes par évaporation, le niveau du plan d'eau observé à Dagana descend alors nettement en dessous du niveau de l'océan (-109 cm IGN en juin 1984 et -121 cm IGN en juillet 1985). A partir de 1986, la présence du barrage de Diama entraîne des effets similaires, mais toutefois moins accentués grâce au tarissement moins sévère du fleuve. Le soutien des débits d'étiage qui s'instaure progressivement au barrage de Manantali rehausse lentement le niveau minimal annuel du fleuve à Dagana, qui atteint 28 cm IGN en juillet 1991. Les années 1983 à 1991 constituent une période de transition pendant laquelle les fluctuations de la hauteur du plan d'eau lue à l'échelle sont souvent bimodales avec deux pics de crue. Un pic normal durant la saison des pluies et un autre observé durant la saison sèche entre janvier et avril ; ce deuxième pic est lié à l'influence des barrages anti-sel de Rheune puis de Diama qui bloquent ou restreignent l'écoulement d'eau douce vers l'océan à l'aval, et dont les remous se font sentir jusqu'à Dagana.

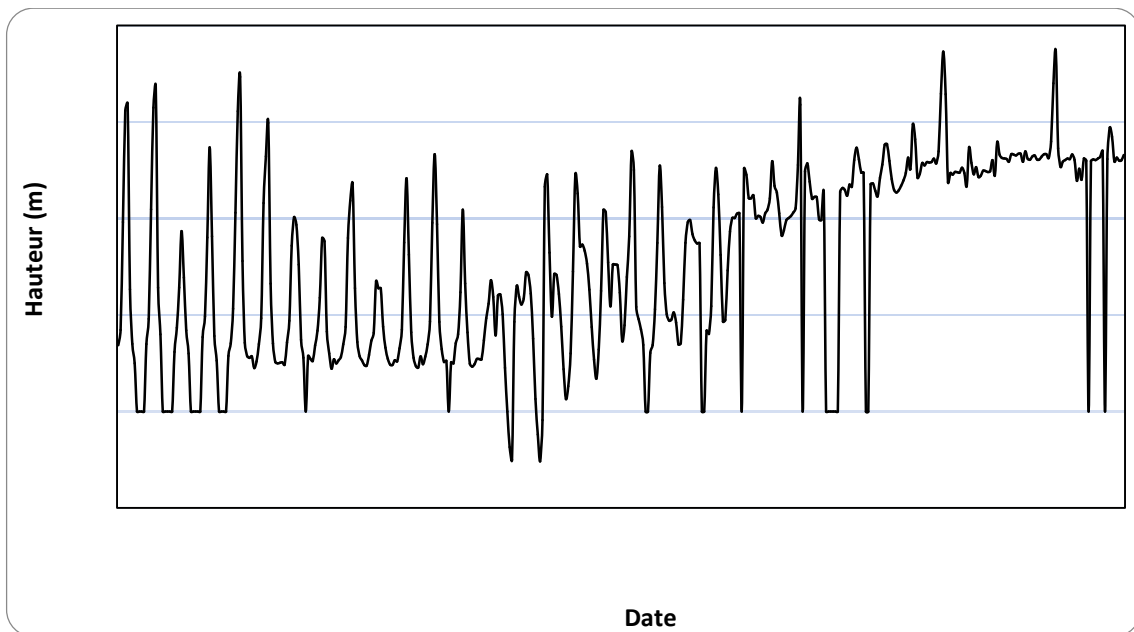


Figure 45 : Evolution de la cote du fleuve Sénégal à la station de Dagana

A partir de 1992, un relèvement du niveau de base a été obtenu grâce à la gestion du barrage de manantalli qui contrôle le débit d'écoulement de la branche mère la plus importante du fleuve Sénégal. Par ailleurs, on observe un écrêtement des crues dont la cote de pointe est fortement réduite par rapport au niveau de base. Les variations cycliques persistent toujours avec cependant, une amplitude très réduite entre la phase de crue et la décrue. Les cotes qui ont progressivement évolué, se sont pratiquement stabilisées entre 2.10 m IGN et 2.30 m IGN à partir de 1999, avec cependant quelques rares pics de crue.

VI-1-2 L'évolution du plan d'eau en amont du barrage de Diama

En ce qui concerne la station de Diama amont, la série chronologique de données s'étale entre mai 1986 et décembre 2010. De ce fait, les observations concernent uniquement la période après barrage. L'analyse de l'évolution de la cote du plan d'eau en amont du barrage de Diama est faite parallèlement à celle des débits d'écoulement du fleuve à travers le barrage durant la même période. Les débits lâchés par le barrage ont été calculés en fonction des niveaux du plan d'eau amont et aval et du réglage des vannes.

Une analyse de la figure 46 permet de constater qu'entre 1986 et 1991, le niveau de base du plan d'eau s'est progressivement relevé. En conséquence, tout en conservant leur caractère saisonnier (relèvement pendant la saison des pluies et baisse pendant la saison sèche), les fluctuations de la cote du plan d'eau présentent une amplitude de plus en plus courte au fil du

temps pendant cette période. Par ailleurs, en observant les débits d'écoulement du cours d'eau, on constate qu'il existe une certaine proportionnalité entre ces derniers et la cote du plan d'eau, les débits augmentant avec l'élévation de la côte et vice versa. Ainsi, le débit s'annule dès que la cote baisse jusqu'aux environs de 1m. La crue débute en août, atteint son maximum entre septembre et octobre ; ensuite c'est la décrue entre novembre et décembre et à partir de janvier il n'y a plus d'écoulement du fait de la nécessité de maintenir le niveau du fleuve à une certaine hauteur durant la saison sèche. A l'exception de 1987 où un déficit d'écoulement important a été observé, les débits de pointe sont sensiblement identiques de 1986 à 1991.

Entre 1992 et 1998, l'amplitude des variations de la hauteur du plan d'eau a fortement diminué, elle est de l'ordre de 0.25 m. En effet, pendant l'étiage, la cote minimale observée reste supérieure ou égale à 1.5 m IGN, alors que lors de la crue la cote dépasse rarement 1.75 m. En ce qui concerne les débits, ils ne présentent plus une évolution similaire à celle du plan d'eau. Durant cette période, les plus bas niveaux sont au contraire souvent observés pendant le passage de la crue, en même temps que les plus forts débits. En période d'étiage, alors que le niveau est maintenu entre 1,40 m IGN et 1,75 m IGN, le débit est assez souvent annulé par fermeture complète des vannes du barrage. La durée de l'arrêt temporaire de l'écoulement à travers le barrage de Diama est variable, par exemple, de 6 à 7 mois (janvier et juin/juillet) entre 1986 et 1991, elle passe à 2 mois en 1992-93, alors qu'en 1995 l'écoulement a été maintenu durant toute l'année.

Le relèvement de la cote du niveau de base s'est ainsi poursuivi pour atteindre, à partir de 1999, une sorte de palier avec une hauteur d'environ 2 m IGN. La cote maximale lue à l'échelle oscille entre 2.10 et 2,20 m de 1999 à 2010 en période d'étiage, généralement entre décembre et juin ; elle est abaissée en période de hautes eaux lorsque les vannes du barrage sont progressivement ouvertes pour laisser passer la crue arrivée du haut bassin, sans risque pour l'ouvrage.

La courbe d'évolution des débits montre une fluctuation interannuelle importante avec parfois des débits de pointe élevés, de l'ordre de $2000 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$; ceci a été le cas au mois d'octobre des années 1994, 1999 et 2004 avec respectivement des débits moyens journaliers atteignant 2094, 2074 et 2063 m^3s^{-1} . Ces débits ont provoqué de grandes inondations dans la zone aval du barrage de Diama, notamment la ville de Saint Louis. Ainsi, malgré la maîtrise et la gestion de l'eau après barrage, le climat joue encore un rôle déterminant dans l'écoulement du fleuve.

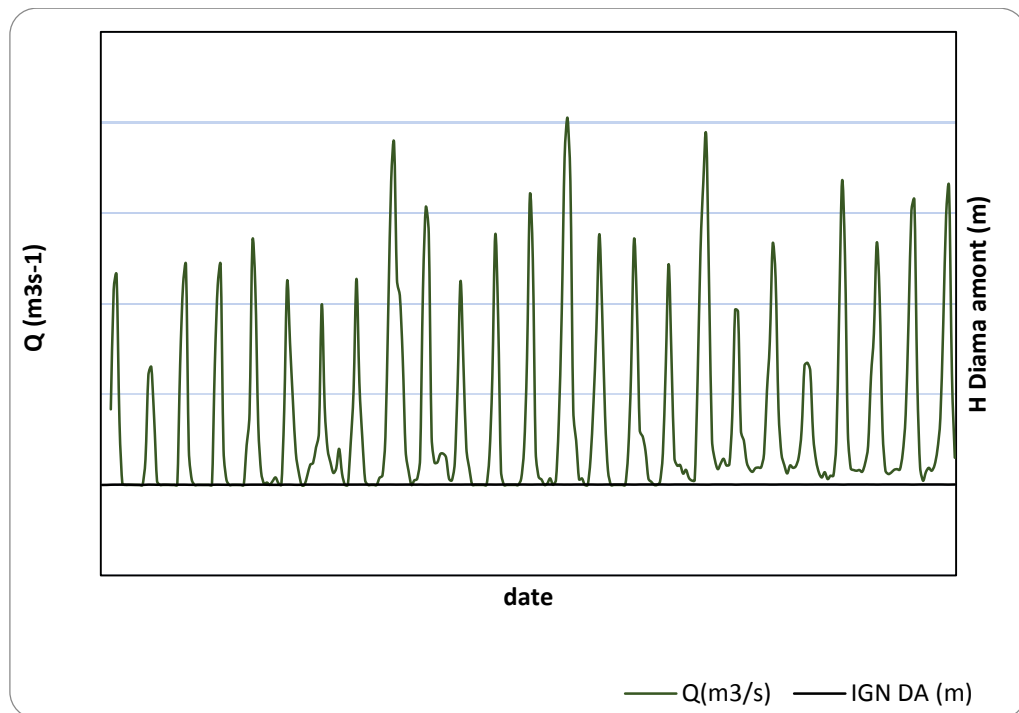


Figure 46 : Evolution de la cote du plan d'eau et des débits moyens mensuels du fleuve Sénégal à la station de Diama amont

La situation hydrologique découlant du climat se combine aux actions anthropiques, qui visent à satisfaire les besoins en eau pour différents usages en contrôlant les niveaux du plan d'eau et les débits lâchés à travers le barrage. Pour satisfaire les besoins en eau, sans cesse croissants avec l'augmentation des périmètres irrigués, le débit d'écoulement à Diama amont a été périodiquement annulé pendant plusieurs mois d'affilée en période d'étiage jusqu'en juin 2002. Par la suite, la fermeture complète du barrage de Diama est devenue beaucoup plus rare et épisodique. On peut ainsi affirmer qu'en amont de Diama, la ressource en eau douce disponible dépasse tous les besoins actuellement exprimés. En effet, le barrage déverse en aval en quasi-permanence désormais, du fait de la forte régularisation des débits réalisée par le barrage de Manantali depuis le début de la production hydroélectrique en 2002. Dans cette zone, le niveau du plan d'eau peut être un facteur limitant pour les prélèvements, quand il doit être abaissé pendant le passage de la crue annuelle. Néanmoins, on peut dire que l'ensemble des besoins en eau est satisfait.

VI-1-3 Evolution de la cote sur quelques axes hydrauliques dans le delta

Les courbes d'évolution de la cote moyenne mensuelle du plan d'eau lue aux échelles limnimétriques ou obtenue à partir d'enregistreurs automatiques de quelques stations du delta sont représentées par la figure 47. Il s'agit des stations suivantes : Quai de Richard Toll, implantée à 15°42' Ouest et 16°30' N ; Ronq situé au niveau de la prise d'eau sur le fleuve ; RT CSS situé à 50 m en aval du pont barrage de la compagnie sucrière (l'altitude du zéro de l'échelle est à -0.43 m IGN) ; Sanente installée sur la rive ouest du lac de Guiers (le zéro de l'échelle correspond à 0.48 m IGN) ; sur le Gorom aval ; près de Dakhar Bango. Seules les séries de Sanente et RT Quai couvre la période avant barrage, les autres ayant débuté à partir de janvier 2000.

L'évolution de la cote du plan d'eau au Quai de Richard Toll et à Sanente est assez proche de celle observée au niveau de la station de Dagana ; les fluctuations du plan d'eau sont en dehors de l'influence du barrage cyclique régi par la crue et la décrue. Entre 1984 et 1985 la cote à l'étiage a atteint des valeurs négatives. Ceci a été provoqué par l'isolement du fleuve de toute influence océanique à l'amont du barrage temporaire de Rheune, conjugué à l'extrême faiblesse des apports venus de l'amont, les nappes phréatiques dont le niveau avait fortement baissé ne pouvant plus alors soutenir l'écoulement de base du fleuve. Sous l'influence des barrages, la cote s'est progressivement relevée entre 1987 et 1998, pour pratiquement se stabiliser à près de 2.20 m IGN à partir de 1999. Pour les autres stations, nous ne disposons que de courtes séries entre 2000 et 2004, cependant elles peuvent, à titre indicatif, mettre en évidence la disponibilité actuelle de l'eau dans le delta. Ainsi, l'eau du Gorom est devenue douce, alors qu'avant la mise en place des barrages, ce cours d'eau transportait de l'eau salée.

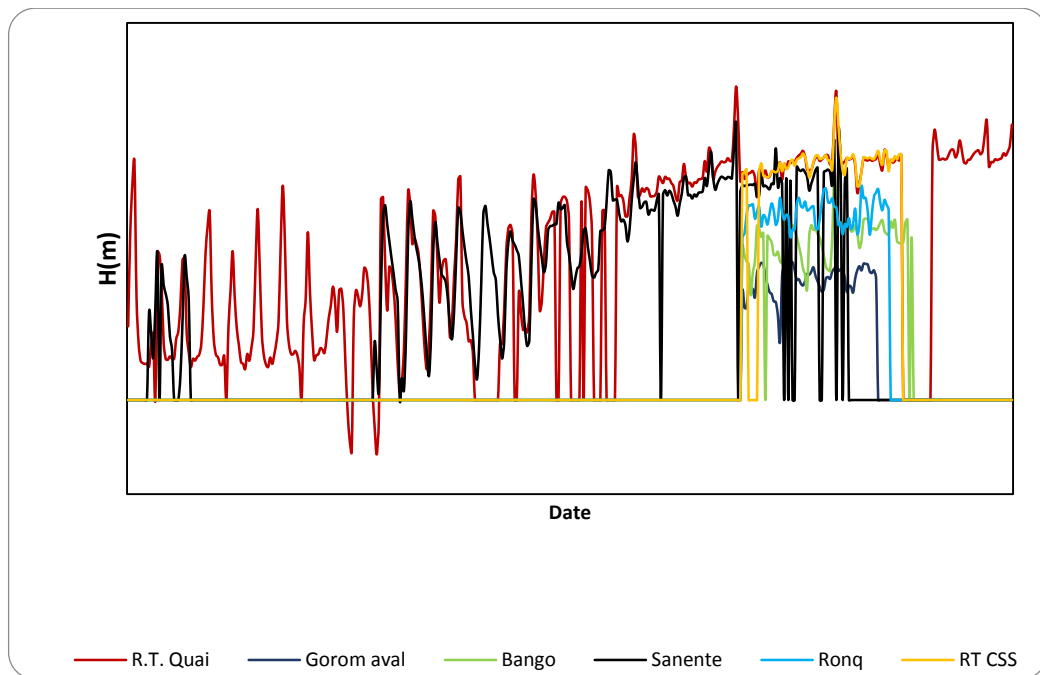


Figure 47 : Evolution de la cote moyenne mensuelle du plan d'eau au niveau des stations du delta du fleuve Sénégal

VI-1-4 Conclusion

Le rehaussement du niveau des cours d'eau dans tout le réseau hydrographique du delta a montré l'impact de la mise en service et de la gestion des barrages sur le régime hydrologique. On a pu constater un écoulement quasi permanent à Diama amont depuis 2002, année à partir de laquelle la cote du plan d'eau à l'amont de l'ouvrage a été relevée jusqu'à environ 2 m IGN. Ainsi, une réserve d'eau douce est disponible durant toute l'année en amont du barrage de Diama. Ce qui laisse supposer que des problèmes liés au manque d'eau ne devraient pas se poser dans le delta. Cependant, les agriculteurs sont parfois confrontés à des situations de déficit hydrique, qui occasionne des dégâts au niveau des semis. Les problèmes de manque d'eau tant décriés, seraient plutôt liés à la gestion et non à la disponibilité de la ressource en eau.

Depuis le développement des infrastructures hydro agricoles, l'agriculture irriguée a connu un essor fulgurant. Des milliers d'hectares de terres ont été aménagés et mis sous culture irriguée, principalement, la riziculture. Certes, le problème de l'eau a été résolu, mais il n'en demeure pas moins que le développement de l'agriculture irriguée dans le delta soit compromis par d'autres facteurs, notamment la dégradation des terres.

VI-2 Evolution des aménagements agricoles

Depuis l'achèvement de la construction en rive gauche de la digue en 1965, se développe dans le delta une agriculture avec inondation contrôlée (Le Roy, 2004). L'agriculture est rythmée par l'alternance saisonnière et spatiale du mil d'hivernage sur terres hautes et sablonneuses du Diéri et le Sorgho de décrue en début de saison sèche dans la plaine alluviale. Cependant, l'irrégularité des pluies et la faible pluviosité ont fortement abaissé les rendements et la riziculture s'est substituée au mil et au Sorgho. La construction des barrages a permis une gestion contrôlée des ressources en eau de surface dont la disponibilité ne constitue plus un frein au développement agricole dans la vallée du Sénégal et particulièrement dans le delta. Les superficies cultivées ont ainsi, augmenté de façon considérable, et l'irrigation se pratique désormais durant toute l'année, le nombre de campagnes agricoles est ainsi passé de deux à trois. L'entrave que posaient les irrégularités des pluies et de la crue aussi bien en termes d'occurrence que d'importance a été désormais levée, pour un développement agricole durable. La principale activité agricole est la culture irriguée du riz par submersion.

Cependant, d'autres problèmes ont rapidement fait surface ; dont le plus sérieux est la dégradation des terres par des phénomènes de salinisation, de sodisation et d'alcalisation. En effet, l'irrigation, telle que pratiquée dans le delta, est soupçonnée d'être à l'origine de la dégradation des terres par salinisation. Par ailleurs, si la profondeur de la nappe salée est de l'ordre de 2 m ou moins, il y'a un risque de salinisation des terres cultivées par remontée capillaire de la nappe sous irrigation. La nappe dans le delta est située à faible profondeur, souvent entre 2 et 3 m. Par ailleurs, la pérennité des cours d'eau dans le delta, le rehaussement du plan d'eau en amont de Diama et la croissance exponentielle des superficies irriguées favorisent l'alimentation de la nappe par infiltration des eaux de surface et par conséquent la remontée de son niveau piézométrique, entraînant les sels en solution vers la surface. Ces sels vont, suite à l'évaporation de l'eau, se concentrer dans les horizons superficiels du sol.

Une analyse diachronique de scène d'images satellitaires Landsat, acquises entre 1989 et 2009 nous permettra de suivre l'évolution des superficies irriguées dans le delta du Sénégal. L'objectif de cette analyse est de mettre en évidence la relation entre l'augmentation des superficies irriguées et l'évolution du niveau de la nappe dont la remontée constitue une menace pour une agriculture durable dans le delta. L'imagerie satellitaire offre ici, l'avantage de fournir des informations répétitives à très bonne résolution spatiale.

VI-2-1 Les données et les outils de l'étude

VI-2-1-1 Sources de données

Les données utilisées proviennent des capteurs/senseurs du satellite LANDSAT. Elles ont été téléchargées à partir du site GLOVIS : [http:// glovis.usgs.gov](http://glovis.usgs.gov). Les images sont généralement de bonne qualité du fait de la bonne résolution spatiale de leur capteur. Il s'agit -du capteur MSS (Multi Spectral Scanner) qui enregistre l'énergie réfléchie par la cible avec 4 bandes spectrales numérotées de 4 à 7 (bande 4 : 0.5-0.6 μm ; bande 5 : 0.6-0.8 μm , bande 6 : 0.7-0.8 μm , bande 7 : 0.8-1.1 μm), altitude 907-915 km, résolution spatiale 80 m ; -des capteurs TM (Thematic Mapper) et ET^{M+} (Enhanced Thematic Mapper Plus) qui utilisent 7 bandes nommées TM1 à TM7 et qui correspondent aux longueurs d'onde du visible et du proche et moyen infrarouge (bande 1 : 0.45-0.52 μm , bande 2 : 0.52-0.69 μm , bande 3 : 0.63-0.69 μm , bande 4 : 0.76-0.90 μm , bande 5 : 1.55-1.75 μm , bande 6 : 10.4-12.5 μm et bande 7 : 2.08-2.35 μm), altitude 705km, résolution spatiale 30 m.

Landsat est un satellite à orbite héliosynchrone, il passe au dessus d'une latitude donnée à la même heure solaire locale, ce qui donne l'avantage d'avoir des images acquises sous les mêmes conditions d'illumination.

Les scènes étudiées et leurs caractéristiques sont données au tableau 9 :

Satellite Landsat	Senseur	Date d'acquisition	Path	Row	couverture nuageuse (%)	ID Scène
1	MSS	30/09/1979	220	49	0	M3220049_0491979030
5	TM	15/10/1989	205	49	0	L5205049_04919891015
7	ETM+	04/11/1999	205	49	10	L72205049_04919991104
5	TM	22/10/2009	205	49	0	L5205049_04920091022

Tableau 9 : Caractéristiques des images téléchargées

VI-2-1-2 Les outils

Le Traitement des images a été réalisé avec le logiciel ENVI (Environment for Visualizing Images) ; logiciel de traitement d'images développé par la société RSI (Research Systems Inc, racheté par KODACK).

Le traitement des images a concerné l'affichage en vraies et fausses couleurs, le filtrage et tous les procédés visant à améliorer la qualité de l'image, ensuite, le choix des bandes pour

la suite de l'analyse. Le calcul du NDVI (Normalize Difference Vegetation Index, ou Indice de Différence de Végétation Normalisée) a été effectué et les résultats sont donnés en annexe.

Après traitement, les images sont exportées vers les logiciels GIS : Quantum GIS et Arc Map pour la cartographie par digitalisation des aires concernées et la mise en page.

VI-2-2 Cartographie de l'évolution des surfaces aménagées

Les aménagements réalisés dans la zone sont de divers types : les grands périmètres de la SAED, les périmètres irrigués villageois et les périmètres privés gérés le plus souvent par des GIE (Groupement d'Intérêt Economique). Ces périmètres sont alimentés par tout un réseau de canaux d'irrigation et la gestion de l'eau est caractérisée par une sur-irrigation importante (Boivin, 1995) alors que seuls les grands aménagements disposent d'un réseau de drainage superficiel.

La cartographie de l'évolution des périmètres irrigués à partir des images satellitaires a été possible grâce à l'appui de la SAED (Société Nationale d'Aménagement et d'Exploitation des terres du Delta du fleuve Sénégal et des Vallées du fleuve Sénégal et de la Falémé) dont l'utilisation de la base de données a contribué à la validation de ces cartes. En effet, après traitements numériques des images satellites, il a fallu faire une reconnaissance des objets sur le terrain et à partir de support déjà réalisés tels que les cartes de répartition des aménagements de la SAED.

Avant la mise en service du barrage de Diama en 1986, les campagnes agricoles se résumaient en une campagne importante pendant l'hivernage, de juin à décembre, durant laquelle se pratiquait la riziculture et une campagne dite de contre saison froide, d'octobre à avril, consacrée essentiellement au maraîchage (tomates et oignons). La campagne de contre saison froide était de moindre importance du point de vue des superficies utilisées.

La mise en service du barrage de Diama, en favorisant la disponibilité de l'eau toute l'année, a permis d'ajouter une troisième campagne agricole dite de contre saison chaude qui se déroule entre février et juillet et durant laquelle se pratique essentiellement de la riziculture, avec cependant, des cultures maraîchères (Diakhatou et Gombo) qui se pratique d'ailleurs toutes dans certains périmètres privés. L'arachide est également cultivée durant cette saison dans certains périmètres privés situés sur sols sablonneux. Dans la zone du haut delta, il n'y a pas de contre saison froide.

Les scènes sélectionnées ont toutes été prises au milieu de la campagne de l'hivernage, au moment où le riz est en plein développement précisément en octobre.

VI-2-2-1 Etat des périmètres cultivés en 1979

La pratique de l'irrigation est relativement ancienne dans le delta du Sénégal. En effet, depuis 1965 se développe dans le delta une agriculture à inondation contrôlée (Le Roy, 2004). A partir des années 70, commence à se développer l'agriculture irriguée avec cependant, une maîtrise partielle de l'eau. La figure 48 extraite d'une scène d'image prise en fin septembre 1979 montre que l'irrigation se pratiquait à cette époque certes, mais n'occupait pas de vastes étendues. Les périmètres cultivés sont localisés au Nord-Ouest du lac de Guiers. Ce sont les périmètres agro-industriels : casiers de la Compagnie Sucrière Sénégalaise (CSS), de la Société de Conserverie Alimentaire du Sénégal (SOCAS) et quelques aménagements dans la zone de Boundoum et à Grande Digue et Tellel (GDT) qui constituent les premiers périmètres irrigués du delta. La culture de décrue, qui se pratiquait dans les vastes plaines d'inondation, constituait la principale activité agricole des populations locales, puisque le déficit pluviométrique des années 70 rendait aléatoire les cultures sous pluie. Par ailleurs, l'irrigation se pratiquait essentiellement dans les périmètres des agro-industriels tels que la CSS et la SOCAS.

VI-2-2-2 Etat des périmètres en octobre 1989

L'année 1989 correspond à une période de forte intensité culturale, les grands aménagements sont exclusivement gérés par la SAED, le désengagement de l'Etat n'est pas encore complet. Les terres aménagées dans le delta occupent une superficie de l'ordre de 23 315 ha et la superficie totale exploitée au cours de l'année est de 25 804, traduisant ainsi le fait que malgré l'existence de trois campagnes annuelles, les périmètres ne sont cultivés que lors d'une à deux campagnes dans l'année. Par ailleurs, la campagne la plus importante étant celle de l'hivernage (fig.49). L'essentiel des terres exploitables est mis en culture durant cette période. A part les périmètres agro-industriels, casiers de la Compagnie Sucrière Sénégalaise (CSS) et de la Société de Conserverie Alimentaire du Sénégal (SOCAS), la riziculture constitue la principale activité culturale et occupe la quasi-totalité des périmètres durant cette campagne agricole. Cette culture se pratique sous submersion et demande d'énormes quantités d'eau. En effet, d'après Lacharme 2001, les besoins en eau d'un hectare de riz s'élèvent environ à 2 m d'eau, c'est à dire 20 000 m³ ; ainsi d'importantes quantités d'eau sont apportées pour irriguer

toute cette étendue de terre aménagée. Les apports d'eau sont souvent excessifs, soit par défaut de gestion efficiente, soit pour le lessivage des sels dont la concentration pourrait être nuisible aux plants. Toute cette eau utilisée pour l'irrigation va suivre deux voies que sont : l'évaporation et l'infiltration dans le sous-sol. L'eau qui s'infiltre peut être stockée dans les horizons superficiels du sol favorisant ainsi, la création de nappe perchée du fait de la faible perméabilité des formations argileuses caractéristiques de la zone. Cependant, malgré cette perméabilité médiocre, le front de percolation parvient jusqu'à la nappe souterraine située à faible profondeur (2 à 3 m), et dont le niveau remonte en période d'irrigation.

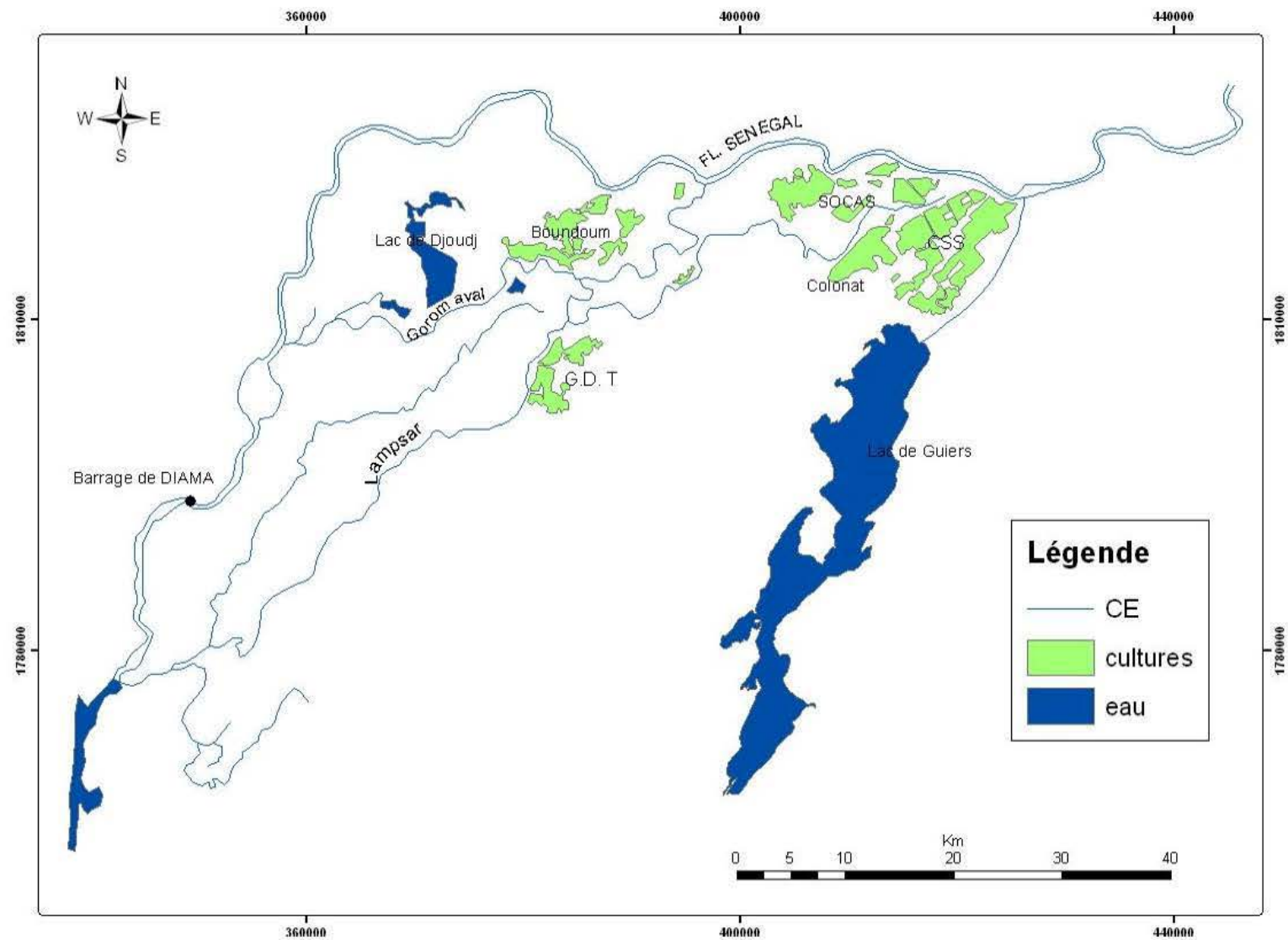


Figure 48 : Etat des périmètres agricoles au 30/09/1979

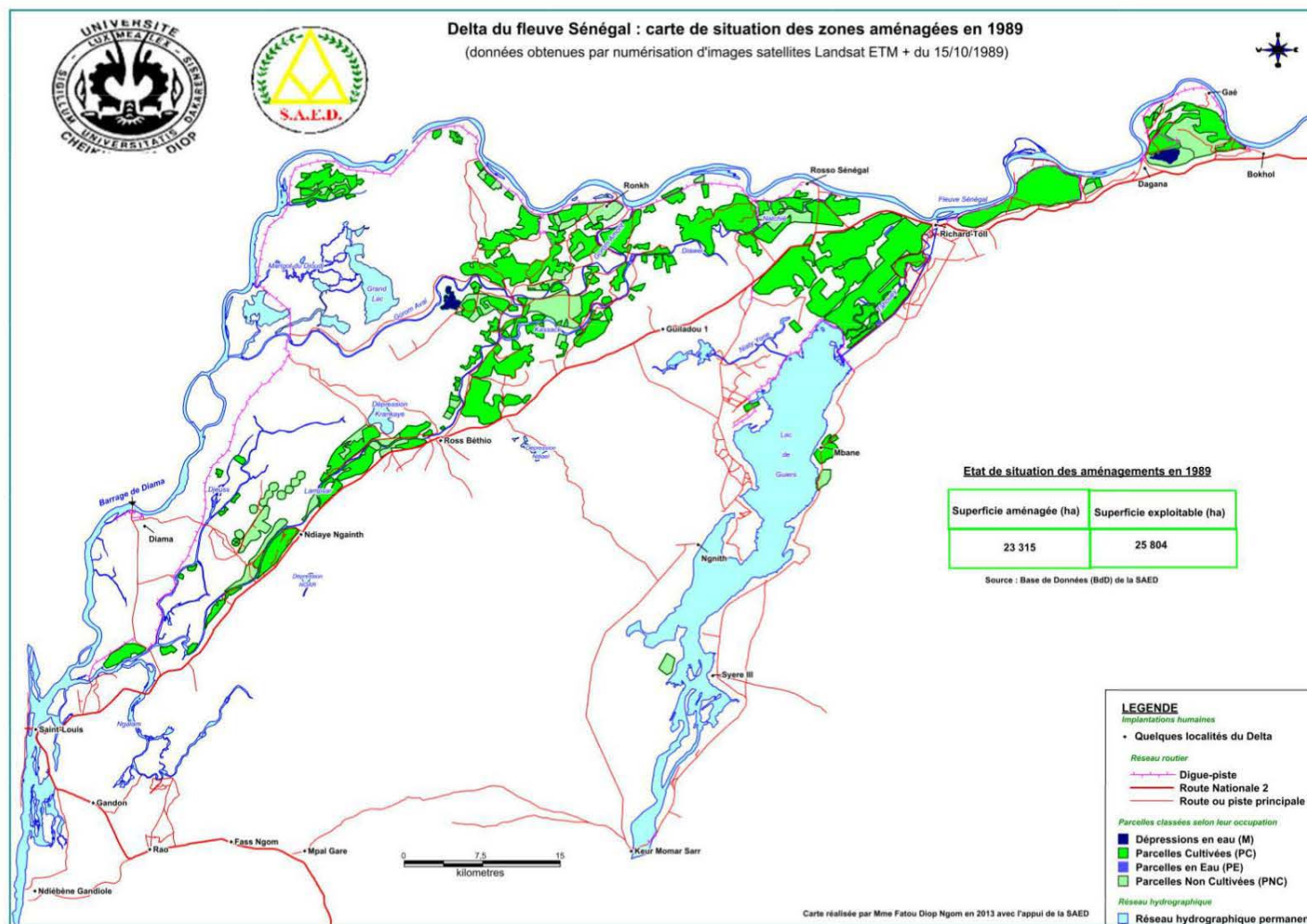


Figure 49 : Etat des périmètres agricoles au 15/10/1989

VI-2-2-3 Etat des périmètres en 1999

La figure 50 extraite de la scène prise le 04/11/1999, montre une augmentation considérable des superficies aménagées entre 1989 et 1999. Environ 58 927 hectares de terres sont aménagées, soit 36 612 ha de plus en 10 ans. C'est une véritable révolution agraire, favorisée par la mise en service des infrastructures hydrauliques. Ainsi, l'agriculture irriguée est en plein essor. Cependant, l'apparition précoce de périmètres dégradés et de périmètres non cultivés, du fait de la faiblesse des rendements, montre que les exploitants sont confrontés à des problèmes de mises en valeur des terres. En effet, entre 1989 et 1999 les aménagements qui étaient gérés par la SAED sont progressivement cédés aux communautés rurales, qui les ont morcelés en PIV (Périmètre Irrigués Villageois) et PIP (Périmètres Irrigués Privés), redistribués aux agriculteurs locaux. Quelques années après (3 à 4 ans), le problème de baisse de rendement fait sentir du fait de la dégradation progressive des terres par salinisation. Ceci étant lié au manque de moyens des nouveaux occupants, dont les pratiques culturales ne répondent pas aux normes techniques d'irrigations. En 1999, 37 527 ha de terres aménagées ne sont pas réellement exploitables, les terres infertiles sont abandonnées par les agriculteurs qui s'installent ailleurs sur de nouvelles zones non dégradées. Cependant, vue l'importance des surfaces cultivées, lors de la campagne de l'hivernage 1999, on en déduit que des périmètres considérés par la SAED comme étant dégradés, ont été mis en valeur et que la superficie réelle des terres non exploitables est de loin inférieure au 37 527 ha considérés.

La superficie exploitée en 1999 est estimée à environ 46 200 ha de terre durant les trois campagnes agricoles. Le chevauchement des campagnes ne permettant pas trois mises en valeur d'une même parcelle au cours de l'année, la riziculture se pratique en simple ou double culture. La double culture du riz est plutôt favorable au lessivage et au drainage des sels en solution, permettant ainsi de lutter contre la salinisation des terres (Samba-Diène, 1998). En effet, la riziculture irriguée sous submersion permet de freiner les remontées capillaires des eaux de la nappe et favorise le lessivage des horizons superficiels du sol par infiltration des eaux d'irrigation. Par contre, en cas d'une seule campagne rizicole annuelle, l'évaporation et la proximité de la surface de la nappe salée dont le niveau est remonté suite à l'alimentation par les eaux d'irrigation de la précédente campagne, vont entraîner vers la surface les sels en solution. Ces sels vont s'accumuler dans les horizons superficiels à la faveur de l'évaporation qui est très importante du fait du fort pouvoir évaporant de l'air.

VI-2-2-4 Etat des périmètres en 2009

Entre 1999 et 2009, plusieurs hectares de terres aménagées ont été dégradés. Toute fois, la politique de réhabilitation, initiée par l'Etat en vue d'atteindre les objectifs fixés dans le cadre de programmes tels que le Programme National d'autosuffisance en Riz (PNAR) et la Grande Offensive Agricole pour la Nourriture et l'Abondance (GOANA), a permis de réhabiliter plusieurs périmètres surtout les périmètres irrigués villageois. En plus, près de 10000 ha de nouvelles terres ont été aménagées, et la superficie totale aménagée a été estimée à 68 626 ha, dont 64 918 ha exploitables d'après la SAED. On observe tout de même, l'apparition de nouveaux périmètres dégradés, essentiellement les PIV destinés aux cultures maraîchères, situés sur la rive ouest du lac de Guiers, mais aussi quelques périmètres situés le long du Lampsar et du Gorom aval (fig.51).

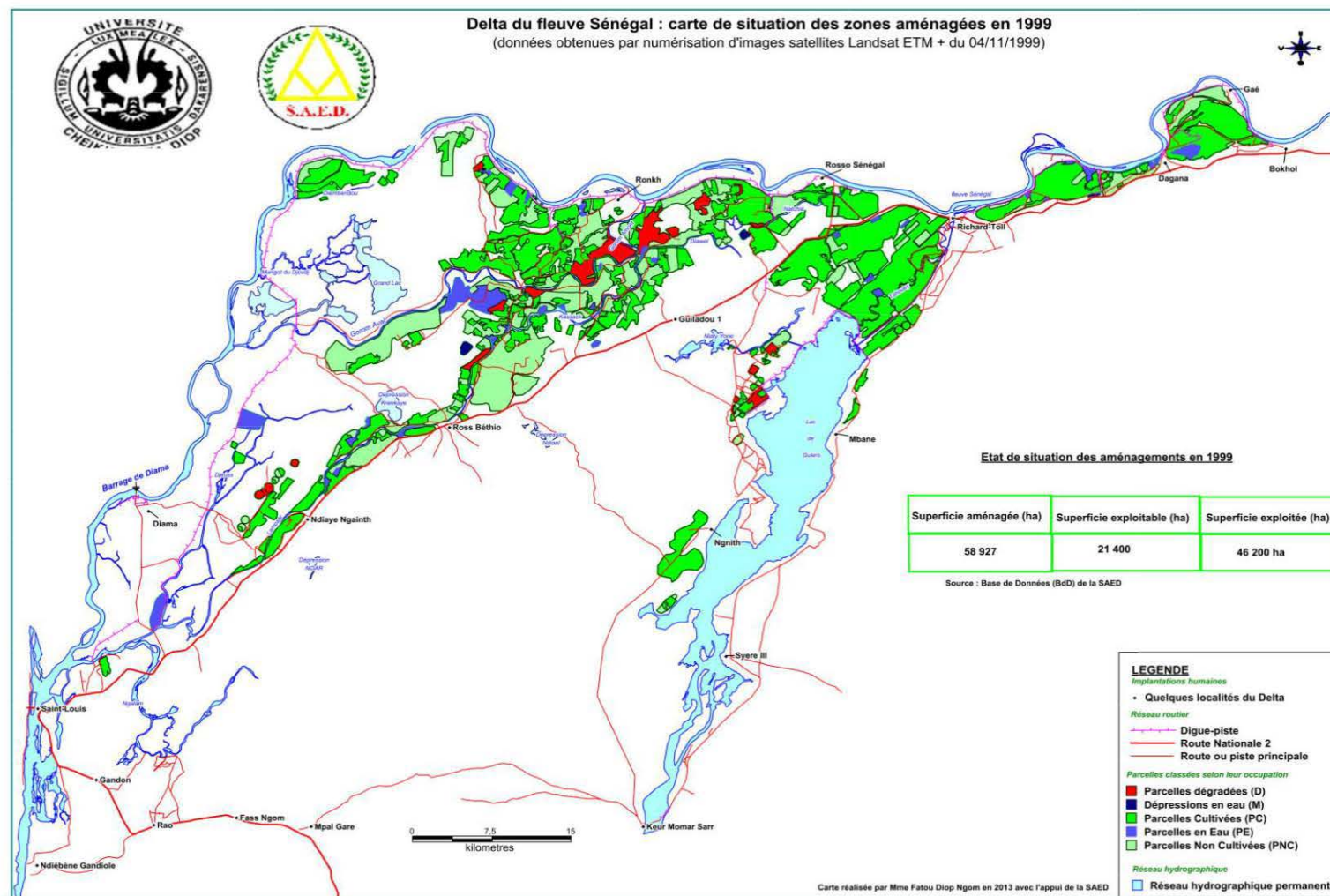


Figure 50 : Etat de périmètres agricoles au 04/11/1999

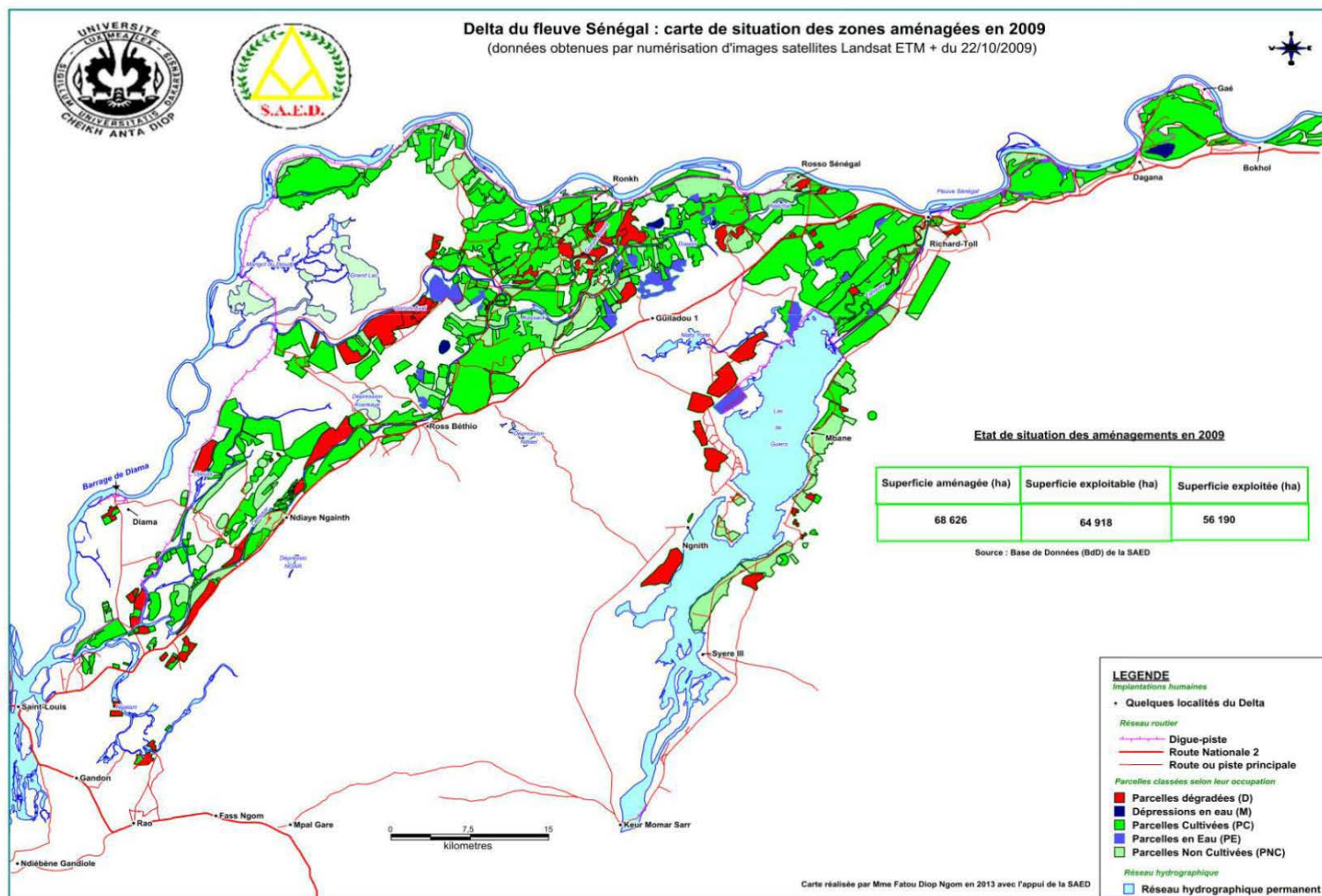


Figure 51 : Etat des périmètres agricoles au 22/10/2009

VI-2-2-5- Conclusion

Le développement de l'irrigation dans le delta du Sénégal a été favorisé par la construction des ouvrages hydro-agricoles. En effet, l'irrigation qui concernait quelques périmètres dans les années 70 a connu une explosion avec la construction et la mise en service des barrages de Diama et de Manantalli respectivement en 1986 et 1988. Très timide au début des années 70, l'agriculture irriguée a connu un développement rapide à partir de 1989, période à laquelle l'application de la politique de désengagement de l'Etat a permis d'affecter la gestion du foncier aux populations locales. La disponibilité des terres et l'accès aux financements facilité par la création de la Caisse Nationale de Crédit Agricole du Sénégal à Saint Louis (CNCAS) ont particulièrement, facilité l'accroissement considérable des aménagements agricoles dans le delta. Plusieurs périmètres privés (PIV) ont ainsi été créés, pour la riziculture sous submersion. Très vite, l'apparition de périmètres dégradés a montré les limites du système. En effet, on s'est rendu vite compte qu'un développement agricole durable ne pouvait être possible que si l'irrigation était bien menée. Autrement dit, la présence naturelle de sels dans le sol, liée à sa genèse, la présence d'une nappe d'eau superficielle salée et les apports d'eau d'irrigation participent à la dégradation rapide des terres cultivées, au bout de 4 à 5 années de cultures.

Il se pose ainsi le problème de la réhabilitation des périmètres dégradés qui demandent beaucoup de moyens, alors que des techniques appropriées auraient pu réduire cette dégradation. En effet, on a pu constater que les périmètres des agro-industriels notamment la CSS et la SOCAS qui sont parmi les périmètres les plus anciens, semblent ne pas avoir été confrontés aux problèmes de dégradation. Ces structures disposent de réseau de drainage leur permettant d'évacuer les eaux d'irrigation. En effet, dans un milieu naturel comme le delta caractérisé par une topographie plane, des sols et eaux souterraines salés, le drainage des eaux d'irrigation s'avère indispensable pour limiter la dégradation des terres irriguées. Le drainage permet d'évacuer les eaux excédentaires et les sels dissous qui se trouve à la surface et dans le sol pour permettre un meilleur développement végétatif (FAO, 1996 in Cissé, 2007) ; il permet le lessivage du sol en entraînant les sels solubles hors des périmètres irrigués. Les grands et moyens périmètres rizières (GMP) gérés par la SAED évacuaient leurs eaux de drainage soit dans les dépressions naturelles (Ndiaël, Krankaye, Noar etc...), soit dans les axes hydrauliques (le fleuve, le Gorom) et récemment par le canal de drainage appelé émissaire du delta. Quant aux périmètres privés, ils ne disposent pas de drains, le drainage se fait par évaporation et

infiltration. La présence permanente de l'eau dans les canaux d'irrigation favorise une alimentation de la nappe d'eau souterraine, par infiltration à travers les berges, dont la remontée constitue un risque de salinisation pour les terres cultivables. De même, la forte reprise évapotranspiratoire contribue à l'accroissement de la concentration des sels en surface, par conséquent à la salinisation du sol.

Entre 1989 et 1999, le problème posé par la dégradation des terres est devenu un facteur bloquant du développement agricole ; la majeure partie des périmètres rizicoles est dégradée ou en train de le devenir avec de très faibles rendements. La politique de réhabilitation des périmètres dégradés a permis en 2009 de remettre en état la plupart des parcelles dégradées.

VI-2-3 Evolution des sols sous intensification agricole

L'intensification de l'irrigation dans le delta du fleuve Sénégal, après la mise en service des aménagements hydro-agricoles, n'a pas été sans risques naturels liés aux caractéristiques des terres cultivées. En effet, la pédogénèse dans le delta est essentiellement saline, due soit aux invasions répétées d'eaux saumâtres (Gac et *al.*, 1990) avant la réalisation des aménagements hydro-agricoles, soit aux mouvements ascendants de la nappe alluviale fortement chargée en sels solubles. Le sel est ainsi, naturellement présent dans le sous-sol du delta, donnant lieu à une salinisation primaire. En plus de cette salure, une acidification potentielle des sols existe du fait de la présence de composés sulfatés liés à l'existence d'une mangrove fossile. Secondairement, sous l'effet de certaines pratiques liées à la conduite de l'irrigation une dégradation importante et parfois irréversible peut se produire sur un sol sain ; c'est la salinisation secondaire liée aux actions anthropiques.

Les spéculations pratiquées concernent essentiellement le riz, l'oignon et la tomate. En dehors de cette production, certaines cultures maraîchères ont fait leur apparition depuis quelques années. Le riz se pratique sur sol lourd, généralement en double culture annuelle et par submersion, l'oignon et la tomate par irrigation intermittente.

La dégradation des terres a été rapidement signalée dans le delta, après seulement quelques années d'exploitation (entre cinq et sept ans). Cette situation qui constitue une menace sérieuse pour un développement agricole durable, a fait l'objet de plusieurs études. Ceci, dans le but de caractériser et de suivre l'évolution des sols affectés de façon à maîtriser les nouvelles distributions salines induites par l'action anthropique afin de préserver ces milieux particulièrement sensibles, de la dégradation et de proposer des solutions pour une agriculture saine et durable sans risques de pertes des terres cultivables (Boivin, 1995 ; Le Brusq, 1980 ;

Le Brusq et Loyer, 1982 ; Loyer, 1989 ; Deckers et *al.*, 1996 ; Samba Diène, 1998 ; Lacharme, 2001 ; Ndiaye et *al.*, 2008 etc...).

Dans le cadre de cette étude, des profils de sol ont été réalisés à la tarière et à chaque tranche de 20 cm de sol est prélevé de la surface jusqu'à la zone saturée pour les profils de Ndelle (ND), de Ndiaye (NDi) et de Taba Tach (TT). Les sondages de ND et de NDi sont localisés dans d'anciennes cuvettes de décantation qui ont été aménagées en périmètres agricoles. Au niveau de ces cuvettes, le sol est hydromorphe peu humifère à pseudogley d'ensemble et gley salé de profondeur (Le Brusq et Loyer, 1982). Alors que le profil de TT est réalisé dans une zone de levée deltaïque non cultivée. Cet échantillonnage a été effectué le 19/12/2012 après les récoltes de la campagne hivernale et le ressuyage du sol.

Trois autres profils ont été réalisés sur des parcelles abandonnées suite à la dégradation du sol ; il s'agit des parcelles de Mboubène (Mb), de Bari et de Savoigne (Sav). La profondeur moyenne de sol utilisable par les plantes étant estimée à 60 cm (SEDAGRI, 1973), l'échantillonnage a été effectué de la surface du sol à cette profondeur. L'objectif de cette analyse est de déterminer l'état chimique actuel de ces sols, pour une compréhension des processus responsables de leur dégradation et envisager éventuellement leur réhabilitation.

VI-2-3-1 Le protocole expérimental

Au laboratoire une partie aliquote de chaque échantillon est prélevée pesée puis séchée à l'étuve la différence de poids après séchage nous permettra de déterminer l'humidité pondérale du sol.

Pour la détermination de la salinité du sol et de sa composition chimique, nous avons utilisé la méthode de l'extrait dilué au 1/5, qui en plus d'être facile à mettre en œuvre, présente l'avantage d'extraire le maximum de sels contenus dans l'échantillon de sol, il est par ailleurs plus proche des conditions d'utilisation des sols en riziculture submergée. La conductivité est ainsi, mesurée avec un conductimètre sur extrait aqueux 1/5 (sol / eau) exprimé en micro Siemens cm^{-1} à 25°C, c'est le paramètre le plus simple pour exprimer la salinité totale d'une solution. Pour cela 20g de sol ont été mélangé à 100 ml d'eau distillée à l'aide d'un agitateur électrique. Deux gouttes d'hexa-méta-phosphates de sodium 0.1% sont ajoutées au mélange pour éviter une précipitation de CaCO_3 . Des mesures de conductivité sont effectuées dans le mélange par intervalle de temps jusqu'à la stabilisation des valeurs mesurées traduisant une dissolution complète des sels solubles. Après, le mélange est filtré jusqu'à l'obtention d'un

filtrat clair en utilisant des filtres millipores de 0,5 puis de 0,2µm de diamètre. La conductivité est à nouveau mesurée sur l'extrait filtré.

Le pH est déterminé par la méthode d'électrométrie en utilisant un pH-mètre, le sol est mis au préalable dans de l'eau distillée par un rapport 1/2,5 (sol / eau), et agité avant la mesure du pH.

Une partie aliquote des échantillons de sol a été prélevée séchée et lavée avec un tamis de 63µm. Les très fortes teneurs en éléments fins 75 à 80 % de l'échantillon ont fait que nous n'avons pas continué l'analyse granulométrique.

VI-2-3-2 Résultats et discussions

VI-2-3-2-1 La conductivité

Les conductivités mesurées sur les extraits aqueux sont données au tableau 10. Les conductivités évoluent différemment d'un profil à l'autre, les plus faibles sont mesurées dans les extraits des horizons superficiels du profil de TT dont les valeurs sont significativement inférieures à 500 µS/cm de la surface à 3,6 m de profondeur. Seuls deux échantillons du profil prélevés à 3,8 et à 4 m, dans la frange capillaire, ont des conductivités élevées. Cette salinité du sol est, tout simplement, due à la remontée des eaux de la nappe. Ces deux derniers échantillons peuvent être classés dans la catégorie des sols salés à très salés si nous nous référons au tableau d'appréciation de la salinité de Durand. On voit avec ce profil de TT, que la remontée des eaux de la nappe peut être considérée comme seul responsable de la salinisation des terres.

Les profils sur cuvette de décantation cultivée de ND et de NDi, ont des conductivités situées entre 212 et 660 µS cm⁻¹, ce qui traduit que les sols sont non salés à légèrement salés. Toutefois, les échantillons de surface et ceux prélevés à proximité de la nappe ont des conductivités assez élevées. On déduit de cette situation que la faible salinité observée au niveau de ces profils est probablement due au lessivage du sol par les eaux d'irrigation lors de la campagne rizicole hivernale, dont les récoltes viennent juste de terminer. Alors que la salinité observée pour les horizons superficiels correspond à une concentration des sels par évaporation des nappes perchées qui se sont formées à partir des eaux d'irrigation et des eaux superficielles stagnantes. En effet, dès l'arrêt de l'irrigation et durant la saison sèche, les flux hydriques deviennent ascendants sous l'impulsion de l'évaporation. La remontée capillaire à partir de la nappe alluviale qui entraîne les sels vers le haut du profil de sol, aura tendance à accroître progressivement la concentration des sels de la profondeur vers la surface du sol. Pour les sols

dont les horizons superficiels entre 0 et 60 cm ont des conductivités supérieures à 500 μ S/cm, un lessivage devrait être effectué avant la prochaine mise en valeur.

Concernant les prélèvements sur sols dégradés, seul l'échantillon de surface Mb1, dont la conductivité de l'extrait 1/5 est de 19210³ μ S/cm, présente les caractéristiques d'un sol dégradé par salinisation. La salinité des échantillons Mb2 et Mb3 n'est pas très élevée, leur conductivité est inférieure à 2000 μ S/cm ; par contre, elle est élevée au Mb4, plus de 2000 μ S/cm, classant ainsi, cet horizon dans la catégorie des sols salés. Cette salure est probablement liée à la proximité de la nappe salée. Le profil de Bari, présente dans l'ensemble un sol de faible salinité à l'exception de la couche superficielle (0-20 cm) très salée (tab.15). A Savoigne, la conductivité est faible sur tout le profil et le sol peut être considéré comme étant non salé.

Si l'on tient compte de l'échelle Durand qui permet d'apprécier la salinité (Durand, 1982) ; le est légèrement salé quand la conductivité de sa solution est comprise entre 500 et 1000 μ S cm⁻¹ ; salé quand celle-ci est comprise entre 1000 et 2000 μ S cm⁻¹ ; très salé entre 2000 et 4000 μ S cm⁻¹ et en fin, extrêmement salé quand la conductivité est supérieure à 4000 μ S cm⁻¹.

VI-2-3-2-2 Le pH

Les pH sont généralement voisins de la neutralité. Il est, cependant, acide à légèrement acide pour les extraits du profil de NDi, dont l'extrait NDi1 présente l'acidité la plus élevée avec un pH de 5,39. Les valeurs vont ensuite, augmenter avec la profondeur jusqu'à 6,82.

On obtient un pH acide de 5,71 au ND1, ensuite, le pH des horizons inférieurs va progressivement augmenter avec la profondeur, devenant franchement basique du ND4 au ND7 (tab. 10).

Pour ce qui est du profil de TT, les extraits aqueux ont un pH légèrement basique à basique sur tout le profil. Le pH dépasse 9 dans les horizons situés entre 1,2 et 1,8 m de profondeur, et reste supérieur à 8,2 jusqu'à la nappe dont la surface est située à 4 m de profondeur dans ce secteur.

Concernant les sols dégradés, le pH est généralement basique seuls les extraits de Sav2 et Sav3 ont un pH acide.

Nom	CE $\mu\text{S}/\text{cm}$	pH	Ca ⁺⁺	Na ⁺	Mg ⁺⁺	K ⁺	NH ₄ ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ⁻⁻	NO ₃ ⁻	Fe ₃ ⁺
TT1	62	7,33	7,029	0,951	1,032	4,874	0,432	1,038	1,026	1,197	0,17
TT2	52	7,43	7,496	1,062	0,913	1,65	0,173	0,439	0,862	0,842	0,39
TT3	40	8,18	5,294	1,584	0,704	1,03	0,169	0,425	0,563	0	0,28
TT4	59	8,49	8,15	2,092	1,193	9,66	0,176	5,336	0,591	0,111	0,2
TT5	97	8,56	12,969	5,459	1,552	1,86	0,133	1,44	1,049	0,395	0,14
TT6	87	8,63	12,216	4,171	1,316	1,1	0,221	0,803	1,772	0,131	0,12
TT7	95	9,25	10,513	7,472	1,043	1,58	0,084	1,574	1,77	0,261	0,18
TT8	96	9,4									
TT9	125	9,02	13,613	15,997	1,198	1,24	0,358	7,046	4,732	0,418	0,4
TT10	146	8,72	15,758	16,362	1,443	1,2	0,273	15,557	4,08	0	0
TT11	355	8,63	23,702	35,371	3,882	1,78	0,689	68,184	8,963	0	0
TT12	330	8,65	22,229	33,0708	4,095	1,79	0,226	63,294	7,649	0	0
TT13	382	8,69	20,606	41,0718	5,49	3,21	0,381	75,071	10,743	1,817	0
TT14	1201	8,43	34,506	174,6584	20,647	6,962	1,839	290,618	32,906	3,311	0
TT15	2680	8,31	70,105	422,7258	73,857	22,11	2,203	857,503	128,5	6,948	0
NDi1	573	5,39	19,685	67,0698	13,976	5,353	6,04	85,377	1,837	0	0
NDi2	212	6,57	6,158	47,254	3,542	2,916	0,21	13,492	41,988	1,596	40,9
NDi3	379	6,69	7,347	71,2292	4,486	4,605	0,835	33,179	74,096	13,197	48,1
NDi4	526	6,68	2,085	89,6924	0,752	4,808	0,197	42,539	149,391	2,946	3,43
NDi5	406	6,42	1,371	69,0144	0,46	3,17	0,301	40,401	98,678	0	1,76
NDi6	325	6,71	7,834	62,1922	7,351	3,782	0,193	43,429	54,71	0	62,7
NDi7	431	6,82	4,776	83,356	5,05	6,027	0,619	53,05	86,822	1,129	73,7
ND1	475	5,71									
ND2	661	6,34	2,52	120,9614	1,096	3,89	0,866	79,429	124,9	2,642	6,76
ND3	717	7,05	2,124	138,4628	0,325	3,65	0,54	87,826	102,664	0	10,8
ND4	531	7,51	1,808	92,2194	0,849	1,248	0,179	61,431	56,122	0	3,91
ND5	405	8,19	0,88	75,6322	0	3,1	0,636	42,935	33,858	0	1,92

ND6	273	8,43	0	55,9888	0	1,54	0,421	17,204	11,035	0,938	2,68
ND7	583	8,61	1,55	133,5376	0,262	5,71	0,835	13,977	8,632	0	4,39
Mb1	19240	7,27	481,553	2990,5218	596,822	59,898	28,474	5527,55	1528,33	87,858	0,04
Mb2	1700	8,55	4,639	321,6066	5,922	8,527	1,919	343,497	175,905	9,18	0
Mb3	1660	8,82	3,664	316,785	4,002	7,696	1,339	370,322	111,672	4,687	0
Mb4	2610	8,67	640,708	2291,4192	77,926	723,973	0	658,347	165,527	6,166	0
Bari1	1645	7,47	156,805	131,8702	51,612	23,621	2,061	79,864	786,984	7,514	0
Bari2	452	7,99	32,918	34,545	8,626	11,416	0,547	10,314	149,104	0	0
Bari3	145	8,21	12,859	14,501	1,714	5,393	0,283	4,544	39,151	0,748	0
Sav1	475	7,18	5,438	78,4168	2,685	7,689	0,181	34,197	114,598	3,064	13,5
Sav2	318	6,4	5,825	55,517	2,036	5,62	0,389	19,857	90,308	0	31,9
Sav3	139	5,7	1,025	31,911	0,301	3,91	0,213	10,604	29,117	0,242	5,32

Tableau 10 : Paramètres physico-chimiques de la solution du sol (extrait 1/5)

VI-2-3-2-3 La chimie de la solution du sol

Tous les majeurs n'ont pas été dosés, notamment les carbonates et les bicarbonates. Les éléments majeurs dosés sont : Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ , K^+ , Mn^{++} , NH_4^+ ... pour les cations et Cl^- , SO_4^{--} , NO_3^- , H_2PO_4^- ...pour les anions.

Le rapport Na^+ sur la concentration totale en cations, montre que le sodium représente généralement plus de 50% des cations analysés. Par ailleurs, une bonne corrélation existe entre la conductivité mesurée et la teneur en sodium des extraits (fig. 52).

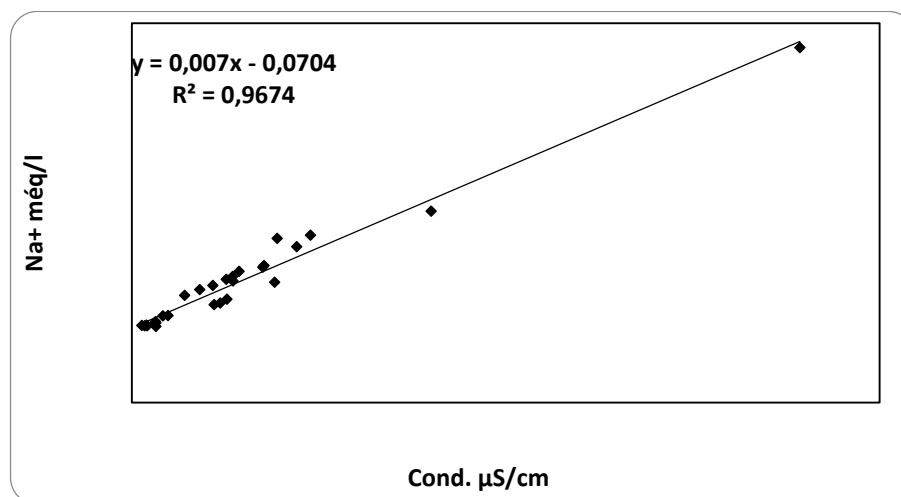


Figure 52 : relation entre la conductivité électrique et le sodium des extraits aqueux

Quand le sodium est en excès par rapport aux autres éléments, particulièrement le calcium, il a alors tendance à se fixer sur le complexe adsorbant en remplacement du calcium qui va être libéré dans la solution (Le Brusq et *al.*, 1982).

L'analyse et l'interprétation des résultats chimiques se feront séparément pour chaque profil du fait de la variabilité des sites et des caractéristiques chimiques. Ainsi, les concentrations chimiques dans les extraits du profil de Taba Tach, sont très faibles, elles atteignent rarement 2méq/l, à l'exception de TT14 et TT15. Cette situation est liée à la nature sableuse plus ou moins fine du sol dans cette zone, pouvant permettre un lessivage rapide et important des horizons superficiels pendant la saison des pluies (malgré la faiblesse des précipitations), par ailleurs la profondeur de la nappe (4 m) la soustrait plus ou moins à l'impact de l'évaporation, limitant ainsi les remontées capillaires en profondeur. Seuls les extraits de TT14 et TT15, contiennent des teneurs assez significatives des éléments analysés. Ces concentrations évoluent dans l'ordre suivant : $\text{Cl}^- > \text{Na}^+ > \text{Mg}^{++} > \text{Ca}^{++} > \text{SO}_4^{--}$, les autres éléments sont faiblement représentés. Le faciès est ainsi chloruré sodique, magnésien et

calcique, se rapprochant ainsi des principaux faciès des eaux souterraines. Ceci confirme ainsi, l'existence d'une salinisation par remontée capillaire des eaux de la nappe.

Dans les cuvettes de décantation où sont réalisés les sondages de Ndiaye et de Ndelle, il s'est produit une accumulation d'un sol argileux à très argileux constitué essentiellement de smectite, de kaolinite et d'illite (Le Brusq, 1980). Sous ces argiles se trouvent les sables plus ou moins argileux du Nouakchottien. Le lavage effectué avec un tamis de 63µm donne un pourcentage des fines de l'ordre de 90% en surface, qui décroît progressivement avec la profondeur pour atteindre près de 60%.

Les extraits du profil de Ndiaye, ont des concentrations relativement faibles, toutefois, une hausse des teneurs est observable au fur et à mesure que l'on s'approche de la zone saturée. NDi1 est chloruré sodique, calcique et magnésien, ce qui montre une légère concentration de sels solubles à la surface du sol entre 0 et 20cm. Aux horizons NDi2 et NDi3, on peut noter un accroissement des teneurs en sulfates qui sont devenues aussi importantes que celles du sodium, de même que celles fer^{3+} soluble. Ensuite viennent les chlorures, les nitrates, le calcium, le magnésium et le potassium. Le chlore est un ion conservateur, donc les variations de sa concentration dans le sol ne peuvent être qu'une augmentation par concentration de la solution du sol suite à l'évaporation, par dissolution de l'halite et probablement sous influence de la nappe alluviale; ou une diminution due à un lessivage par les eaux d'infiltration ou de drainage. Les teneurs assez significatives en fer sont, probablement, liées, au processus d'oxydation que nous avons observé avec les traces d'oxydation présentes dans les échantillons, sous forme d'oxyde et d'hydroxyde de fer. Ainsi, Loyer (1989) avait noté qu'il y avait une ré-oxydation des eaux de la nappe lors de leur montée dans le sol, d'où la présence de niveaux de précipitation d'oxy-hydroxydes de fer au-dessus niveau des nappes. Dans ces horizons, si le pH est acide, inférieur à 4, il se forme de la jarosite en présence de K ou de Na (Natrojarosite), (Le Brusq et al., 1987, Deckers et al., 1996). De NDi4 à NDi7, les sulfates, le sodium et les chlorures constituent l'essentiel de la composition chimique des extraits. La présence des chlorures et du sodium rappellent l'influence marine dans la pédogénèse, alors que les sulfates pourraient avoir diverses origines. Le delta du Sénégal est par excellence, le domaine des sols sulfatés acides avec la présence dans son sous-sol de la pyrite. En effet, la pyrite contenue, en général, dans les sols alluviaux et/ou argileux s'oxyde en sulfates au contact de l'air et de l'humidité ; il y'a aussi parmi les pourvoyeurs d'ions sulfates, les apports par utilisation d'engrais sulfatés, notamment, le sulfate d'ammoniaque $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ et la dissolution du gypse dont la présence sous forme de cristaux en aiguilles a été signalée (Loyer 1989 ; Boivin 1995).

Les extraits des sols du profil de Ndelle ont des concentrations un peu plus élevées, constituées essentiellement par les ions sodium, sulfates et chlorures. Ces concentrations sont probablement le résultat d'un début d'accumulation de sels en surface suite à l'évaporation et d'une remontée capillaire à partir de la nappe salée après une campagne agricole.

Les faibles concentrations observées dans les cuvettes où se pratique la riziculture, seraient dues au lessivage du sol durant la campagne rizicole qui vient de s'achever ; ainsi, la double culture du riz favoriserait la dilution de la solution du sol. En effet, ces parcelles sont pourvues d'un réseau de drainage superficiel qui accueille les eaux chargées. Entre deux campagnes agricoles, les flux hydriques sont ascendants sous l'influence de l'évaporation qui est très importante. On observe d'ailleurs, sur les profils de sols, une augmentation des taux d'humidité pondérale avec la profondeur. Ces flux ascendants vont entraîner les sels qui s'accumuleront à la surface du sol si la parcelle n'est pas mise en valeur. Le Brusq et *al.*, (1982), ont montré que les horizons superficiels du sol (50 premiers centimètres) étaient dessalés après une campagne agricole, avec cependant, un risque de resalinisation par ascension capillaire et concentration à la surface en l'absence d'irrigation, les précipitations n'étant pas très importante pour le lessivage des sols.

Les résultats de l'analyse chimique des solutions des sols dégradés d'anciennes parcelles agricoles, peuvent apporter des indications sur leur état actuel et sur les possibilités de leur réhabilitation.

L'horizon superficiel du profil de Mboubène (Mb1), dont la solution est fortement concentrée en sels solubles, peut être qualifié de sol dégradé par salinisation. Le cation dominant est le sodium, suivi du magnésium puis du calcium ; alors que pour les anions, c'est le chlorure suivi des sulfates. Les faciès chimiques sont de type chloruré-sodique, sulfaté, magnésien et calcique. Cette salure de type chlorurée sodique est due à la remontée des sels dans le sol (Boivin 1995). Cependant, les quantités très importantes d'eau utilisées pour l'irrigation peuvent donner lieu à une salinisation secondaire (Lacharme, 2001). Bien que faiblement minéralisées, les eaux d'irrigation contiennent une certaine quantité de sels dissous qui vont progressivement s'accumuler à la surface du sol suite à l'évaporation, et conduiront à sa dégradation à plus ou moins long terme. Les pratiques de fertilisation et d'amendement peuvent également conduire à des variations considérables des propriétés physico-chimiques des sols : les engrais ammoniacaux conduisent à une acidification des sols et ceux à caractère basique augmentent le pH (Pernes-Debuyser et Tessier, 2002). Les extraits Mb2 et Mb3, bien que moins riches en sels dissous, sont de type chloruré sodique et sulfaté. Alors que Mb4,

relativement plus concentré que les précédents, renferme de faibles teneurs en sulfates, alors que celles en sodium et en calcium sont nettement plus élevées. Le chlore, le potassium et le magnésium sont également présent à ce niveau, mais à faible dose. On constate que les très fortes concentrations sont seulement limitées à la surface du sol, une différence notable est observée entre la surface et l'horizon 20 cm. Cette situation serait liée à l'imperméabilisation du sol en surface. En effet, la salinisation entraîne une destruction de la structure du sol qui conduit à la dispersion des argiles qui, du fait de leur mobilité vont boucher les pores. Les sels ne peuvent plus être lessivés et entraîner dans le sous-sol, en plus, l'arrêt de l'irrigation et la faiblesse des pluies, ne permettent pas un drainage latéral par des eaux de ruissellement qui pourrait emporter une partie des sels solubles. Cette imperméabilisation de l'horizon superficiel freine également la remontée capillaire sous l'impact de l'évaporation. Le pH supérieur à 8,2 pour les horizons compris entre 20 et 60 cm montre qu'il y'a une alcalinisation du sol, qui est accompagné d'une sodisation puisque le sodium est l'élément majoritairement adsorbé dans les argiles (Loyer, 1989). La récupération de ces terres semble hypothétique du fait de la déstructuration des argiles.

Les sols dégradés de Bari et Savoigne, ne sont pas très salés, en effet, à l'exception de l'échantillon de surface de Bari (Bari 1) les concentrations en éléments dissous sont faibles. Les éléments dosés dans l'extrait aqueux de l'horizon de surface et à des concentrations assez élevées, sont dans les proportions suivantes : $\text{Ca}^{++} > \text{Na}^{+} > \text{Mg}^{++} > \text{K}^{+}$ pour les cations, et $\text{SO}_4^{--} > \text{Cl} > \text{NO}_3^{-}$ pour les anions. La prédominance des ions calcium et sulfates pourrait découler d'une origine commune de ces éléments comme par exemple : la dissolution du gypse. Cependant, les teneurs en sulfates sont plus élevées, ce qui indique que les sulfates pourraient provenir d'autres sources. En effet, l'évolution d'anciens sols sulfatés acides aux endroits où la mangrove a été exondée a enrichie la salinité d'origine marine en sulfates (Boivin, 1993). On note ainsi, une évolution de la salinité d'origine chlorurée sodique vers une salinité sulfatée calcique qui pourrait à long terme évoluer vers un faciès bicarbonatée, nettement moins toxique (Loyer, 1989). La solution du sol est également enrichie en magnésium, qui est le principal cation échangeable. A part cet horizon superficiel salinisé de Mboubène, les horizons inférieurs ont de très faibles teneurs en éléments chimiques. Les extraits de Savoigne contiennent sensiblement du fer qui proviendrait de l'hydrolyse de la jarosite. En effet, après une longue période d'irrigation l'acidité du sol est diluée par lessivage et la jarosite est hydrolysée en oxyde de fer (Deckers et *al.*, 1996).

VI-2-3-3 Conclusion

Les résultats des analyses chimiques portées sur les extraits dilués montrent des concentrations relativement faibles en sels dissous. Cependant, le delta est un milieu très complexe, dans lequel les caractéristiques physico-chimiques évoluent d'un site à l'autre.

L'intensification de l'agriculture irriguée, particulièrement la riziculture sous submersion quasi permanente et dont les apports sont estimés à près de 20 000 m³ par hectare, peut entraîner une recharge importante de la nappe alluviale dont la remontée constitue un risque pour la conservation de la qualité des sols. Par ailleurs, l'irrigation facilite la dissolution des sels solubles originellement incorporés dans les sédiments. Ces sels vont ainsi, être redistribués dans le paysage. Il existe aussi une circulation latérale de ces eaux souterraines à travers les alluvions qui contribue également à la redistribution des sels. La remontée de la nappe salée, va provoquer une alcalinisation remontante dans les sols avec une dégradation sensible de leurs propriétés physico-chimiques due à l'excès de sodium. En effet, quand le sodium est en excès dans le complexe absorbant du sol, il peut dégrader sa structure, conduisant à des sols à structure diffuse, dénommés sols à alcali ou sols sal-sodiques (Aubert, 1983).

La riziculture sous submersion dans les cuvettes de décantation facilite le lessivage des sels si la parcelle est bien drainée. Les sels sont alors entraînés hors de la parcelle par les eaux de drainage ; par contre un mauvais drainage peut être à l'origine de la concentration de sels en surface. En effet, malgré leur faible minéralisation, les eaux d'irrigation peuvent induire une salinisation secondaire si elles stagnent dans la parcelle et ne sont reprises que par évaporation. Les sels vont alors, progressivement se concentrer en surface et finiront par dégrader le sol. En plus, l'apport d'intrants agricoles n'est pas sans effets négatifs, car il augmente la concentration des sels solubles.

Ainsi, nous avons pu constater, avec l'analyse de l'évolution des superficies cultivées dans le delta, que les parcelles de canne à sucre de la CSS qui sont parmi les premières parcelles mises en valeur dans le delta du Sénégal (années 70), semblent ne pas être affectées par ce problème de dégradation par salinisation du sol. Ceci est tout simplement dû au fait que ces parcelles disposent d'un bon réseau de drainage des eaux d'irrigation qui leur permet d'évacuer les sels et d'empêcher leur concentration dans les horizons superficiels du sol. Par ailleurs, l'évacuation des eaux de drainage réduit la recharge de la nappe, limitant ainsi, la remontée des eaux salées qui contribuent beaucoup à la salinisation des terres sous irrigation.

VI-3 Impact de l'évolution hydrologique sur la nappe alluviale

Les piézomètres suivis et leur position sont représentés par la figure 53. La recharge de la nappe alluviale se faisait, avant l'aménagement des terres, à partir des cours d'eau, des marigots et des dépressions naturelles qui se remplissaient pendant l'hivernage (OMVS / USAID, 1990). Ces zones de recharge naturelles ont été modifiées par l'action anthropique avec la création de périmètres agricoles, l'endiguement du fleuve et le relèvement du niveau des eaux de surface (Saos et Zante, 1984 ; Diaw, 1997). L'étude de l'évolution des eaux souterraines sous l'influence des aménagements hydro-agricoles a été réalisée en comparant les fluctuations du niveau piézométrique de la nappe dans le Delta du Sénégal, avant et après aménagement.

Il s'agit essentiellement d'analyser l'évolution des niveaux piézométriques de la nappe d'eau souterraine sous impact anthropique par une analyse comparée des fluctuations de ces niveaux. Cette approche permettra de mettre en évidence l'impact de la situation hydrologique du delta sur les ressources en eau souterraine. L'étude piézométrique portera également sur les relations de drainage entre les cours et la nappe phréatique, de même que sur l'impact de l'irrigation sur son alimentation.

Du moment où la nappe, du fait de sa salinité, n'est pas exploitée, son bilan se résume à une recharge par les eaux de surface et une décharge essentiellement par évapotranspiration.

VI-3-1 Suivi des piézomètres

Les séries chronologiques du suivi piézométrique de la nappe alluviale dans le delta présentent des ruptures correspondant aux périodes, plus ou moins longues, d'arrêt des observations. En effet, le suivi se faisait dans le cadre de programmes de recherche, comme ce fut le cas entre 1987 et 1990 par le programme EQUESSEN (Saos et al., 1993 ; Diagana, 1994). Depuis 1997/1998, la SAED qui a eu à implanter de nouveaux piézomètres assure un suivi mensuel de la piézométrie dans le delta. Ainsi, les données d'observations des ouvrages sont constituées de deux séries : une première série allant de 1987/89 à 1990/91 ; et une autre de 1998 à 2007/2008. La seconde série de mesures présente aussi des périodes de ruptures du suivi dont les raisons ne sont pas connues.

La complexité du système aquifère du delta, du fait de l'hétérogénéité des formations géologiques et des variations latérales de faciès qui ont conduit à l'existence de nappes superposées séparées par une couche semi perméable parfois discontinue, rend difficile la

représentation sous forme de carte piézométrique de l'évolution de la ressource en eau souterraine. Par ailleurs, le nombre limité des piézomètres observés, de même que la salinité de la nappe dont les variations influent sur le niveau piézométrique (Degallier, 1969), conduiraient à des résultats biaisés. Il existe aussi tout un système de petites nappes perchées discontinues alimentées par les eaux de surface et les eaux d'irrigation et dont le niveau statique se situe entre 0,8 et 1 m de profondeur. Ces nappes sont par la suite asséchées en période de basses eaux et de non mise en culture des périmètres.

Ainsi, une étude par analyse ponctuelle de l'évolution spatio-temporelle du niveau piézométrique dans les ouvrages captant les nappes du Nouakchottien et de l'Inchirien a été menée.

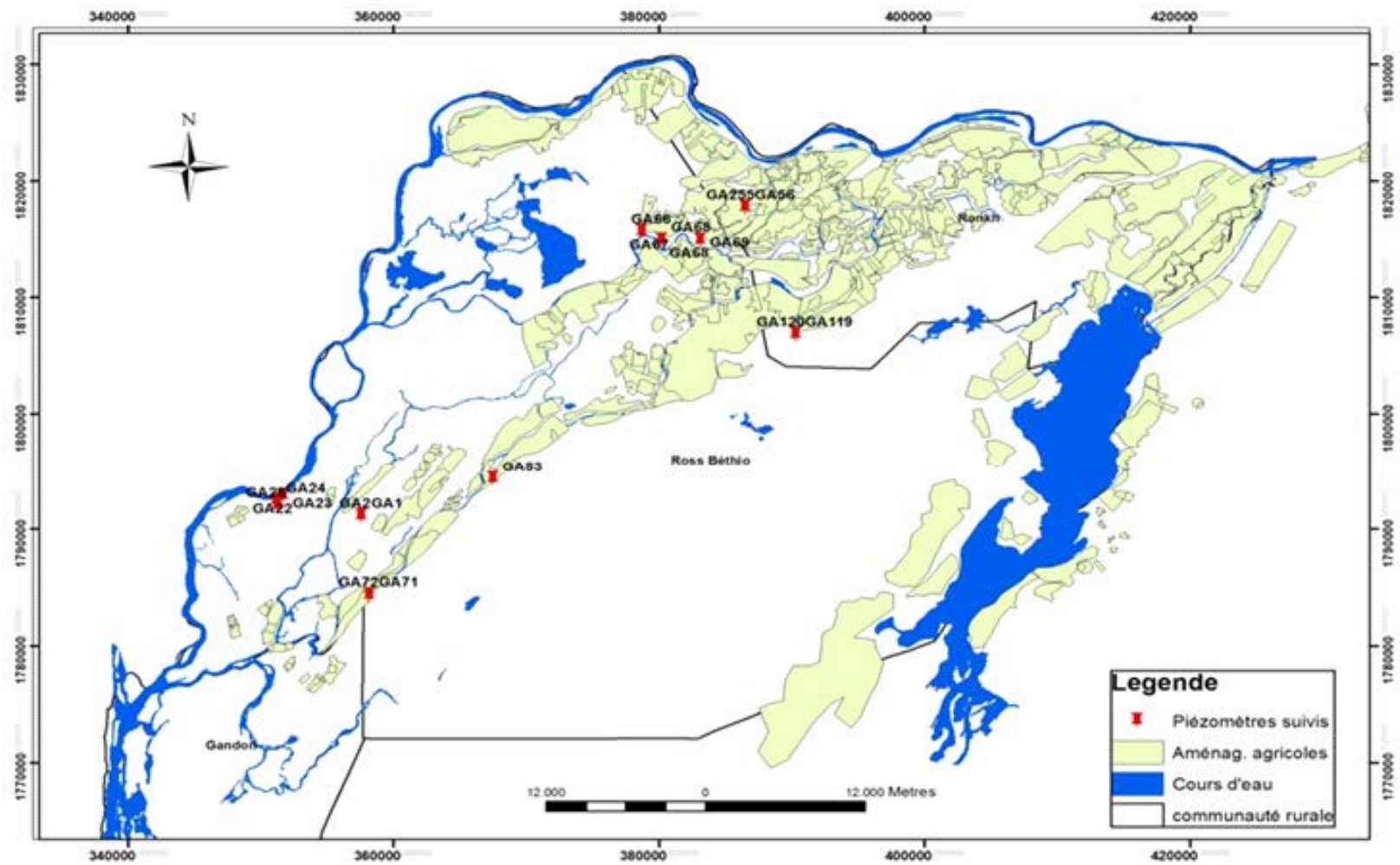


Figure 53 : localisation des piézomètres et des aménagements agricoles

VI-3-2 Evolution de la nappe de l'Inchirien

Il s'agit ici des fluctuations du niveau piézométrique dans les piézomètres qui captent le compartiment inférieur de la nappe alluviale (Fig.54). La première série de mesure montre que des fluctuations piézométriques s'effectuent entre -1 et +0.6 m dans l'ensemble des piézomètres à l'exception du GA26 dont le niveau reste inférieur à -1 m. Les piézomètres GA22, GA23 et GA66 se singularisent par des amplitudes de fluctuations plus importantes, traduisant une succession de phases de recharge et de décharge importantes au sein de la nappe. Puisque le niveau de base reste quasiment stationnaire, on peut dire qu'il y'a équilibre entre les entrées et les sorties. La période de recharge de la nappe se situe entre juillet et octobre, ensuite le niveau baisse progressivement jusqu'en juin/début juillet, suivie d'une nouvelle phase de recharge. On constate ainsi, que la période de recharge coïncide avec la période de crue des eaux de surface et la baisse survient en période d'étiage.

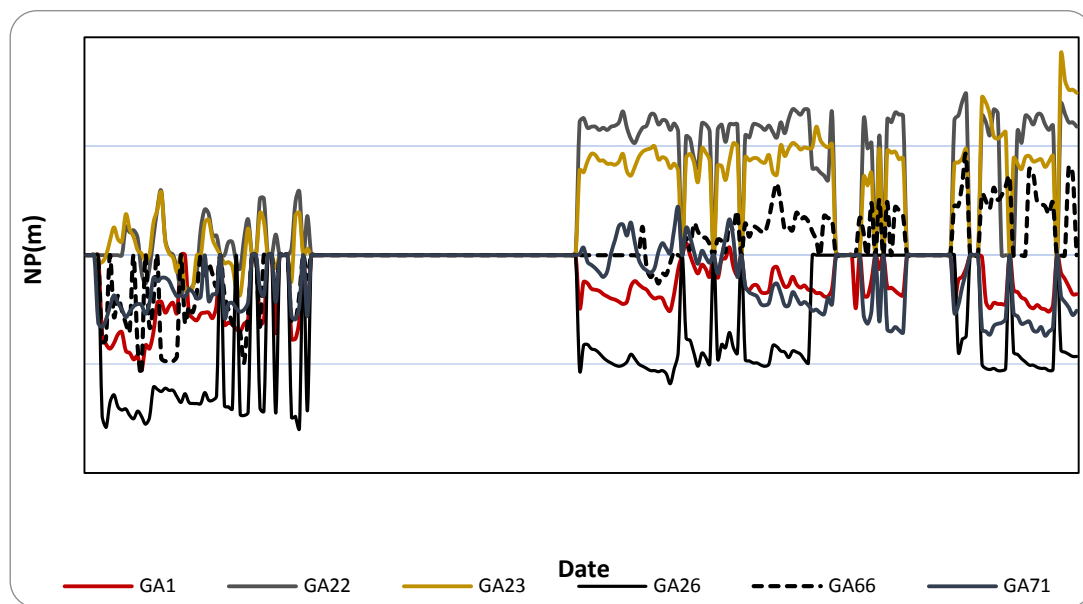


Figure 54 : Fluctuations du niveau piézométrique de la nappe de l'Inchirien

La seconde série d'observation montre que durant la période de non suivi, le niveau piézométrique est monté dans l'ensemble des ouvrages. Vu la faible pluviométrie (de l'ordre de 200 mm/an dans le delta), on peut considérer que la recharge de la nappe à partir de la percolation des eaux de pluies est faible. En effet, des eaux de pluies stockées dans les dépressions sont de l'ordre de 1 mm/jour, alors que l'évaporation atteint 7 mm/jour (SAED/DPDR, 1998). La nappe est donc essentiellement rechargée par les eaux de surface à travers les berges des cours d'eau, mais aussi par les eaux d'irrigation.

Les amplitudes des fluctuations du niveau piézométrique sont moins importantes comparées à la première série, ce qui peut être lié à la gestion contrôlée des ressources en eau de surface et à la présence quasi permanente de l'eau dans l'aire du delta où l'irrigation est pratiquée pendant toute l'année. L'impact de la reprise évaporatoire se voit ainsi réduit, alors que la recharge devient plus importante, ce qui aboutit à la tendance observée de la remontée du niveau de base de la nappe.

On peut ainsi, observer une remontée de l'ordre de 0.5 m dans les piézomètres GA22 et GA23, et d'environ 1 m pour le GA66, alors que le niveau des GA1 et GA71, après une faible remontée entre 1997 et 2001, présente une tendance à la baisse prolongée.

VI-3-3 Evolution de la nappe du Nouakchottien

Les données de la première période d'observation montrent que le niveau piézométrique de la nappe fluctuait entre -3,5 et + 0,65 m (fig.55). De même que pour la nappe de l'Inchirien, les fluctuations du niveau piézométrique revêtent un caractère saisonnier coïncidant avec celles des eaux de surface. Dans certains piézomètres on peut observer une tendance à la baisse des niveaux, notamment, le GA56, GA67, GA68 et le GA69 qui présentent une baisse piézométrique entre 1989 et 1990, découlant d'une reprise évapo-transpiratoire plus importante que la recharge de la nappe.

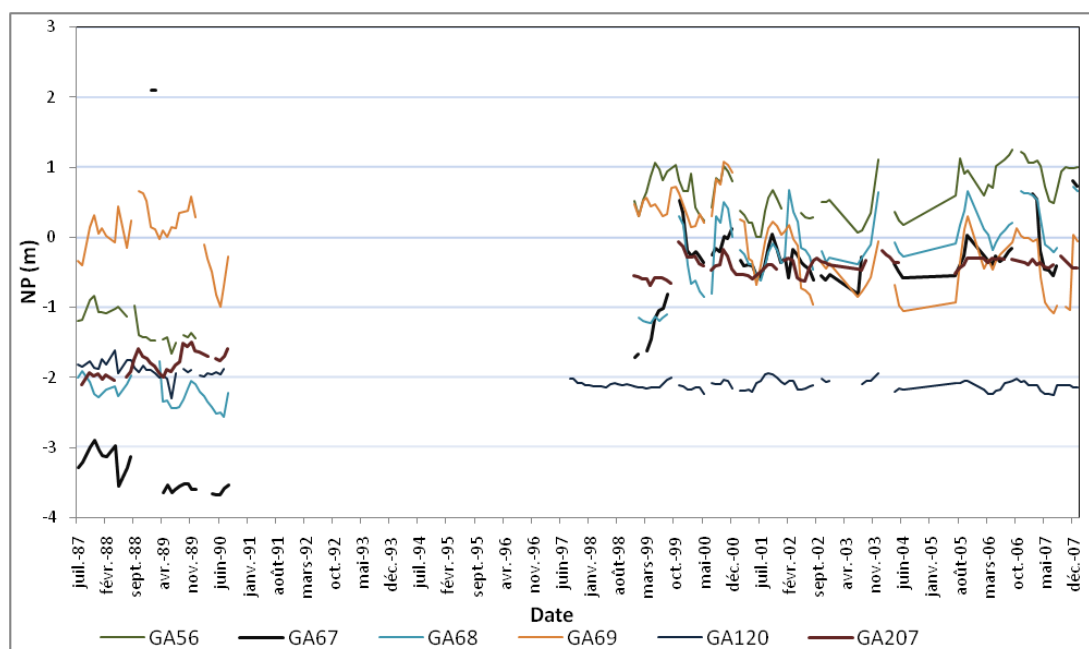


Figure 55 : Fluctuations du niveau piézométrique de la nappe du Nouakchottien

La seconde série montre une montée du niveau de la nappe, mesurée par l'ensemble des piézomètres à l'exception du GA120 dont le niveau est quasi-stationnaire avec des fluctuations de faible amplitude et du GA69 dont le niveau de base continue de baisser à partir d'octobre 2000, malgré les fluctuations qui montrent une succession de périodes de recharge et de décharge. Le niveau piézométrique mesuré dans les ouvrages suivants : GA56, GA67, GA68 et GA207 montre une hausse de l'ordre de 2 m par rapport à la première période. Ces piézomètres sont localisés dans une zone aménagée, tandis que le GA120 est éloigné des zones aménagées et des cours d'eau.

Cette analyse faite sur l'évolution de la surface piézométrique de la nappe alluviale montre que les changements intervenus ont modifié l'évolution des ressources en eau souterraine et que l'action anthropique est devenue prépondérante sur les disponibilités en eau de surface et leur corrolaire en l'occurrence les eaux souterraines.

VI-3-4 Relation eau de surface/eau souterraine

L'étude des relations eau de surface/eau souterraine effectuée sur les deux séries de données disponibles : de 1987 à 1990/91 avant le relèvement du niveau du plan d'eau en amont du barrage de Diama en 1992 ; et de 1997 à 2008 permettra de mettre en évidence d'une part, l'impact de la gestion contrôlée du fleuve sur les eaux souterraines, et d'autre part l'influence de la distance sur la relation cours d'eau/nappe.

Les piézomètres choisis sont localisés loin d'une zone aménagée et en fonction de leur distance par rapport au cours d'eau le plus proche (tab.11).

Piézomètres	Type nappe	Distance cours d'eau en m	Cours d'eau
GA23	Inchirien	132	Fl. Sénégal
GA5	Inchirien	800	FL. Sénégal
GA2	Nouakchottien	1800	Djeuss
GA120	Nouakchottien	8500	Lampsar

Tableau 11 : Quelques piézomètres et leur distance par rapport aux cours d'eau

VI-3-4-1 Les relations cours d'eau/nappe

En comparant l'évolution du niveau piézométrique dans le piézomètre le plus proche du fleuve Sénégal à celles des cotes IGN du plan d'eau situé en amont du barrage de Diama, on peut faire une analyse détaillée de la relation cours d'eau/nappe (Ngom et *al.*, 2008). Les

fluctuations du niveau piézométrique dans le GA23 situé à 132 m du fleuve Sénégal et en zone non irriguée, étaient similaires à celles du fleuve, avant la gestion haute de Diama amont à partir de 1992 (fig.56). On remarque une parfaite coïncidence entre les crues des eaux de surface et celles des eaux souterraines, le rehaussement du niveau du fleuve pendant la saison des pluies s'accompagnant d'un rehaussement du niveau de la nappe. Elle est ainsi rechargée par les eaux du fleuve pendant la crue et se décharge pendant l'étiage. Cependant ; le fait que la cote du fleuve ait été supérieure, durant toute cette première période, à celle de la surface piézométrique de la nappe, montre que la décharge enregistrée pendant l'étiage serait plutôt due à l'évaporation qu'au drainage par le cours d'eau.

La deuxième série de mesure (fig.56), montre un rehaussement significatif du niveau piézométrique de la nappe suite à la gestion haute du plan d'eau en amont de Diama. Les fluctuations du niveau piézométrique qui s'effectuaient entre -0,5 et +0,5 m au cours de la première période, se retrouvent entre 0,7 et 1 m de 1997 à 2002, traduisant une recharge plus importante et progressive de la nappe par le cours d'eau. Les variations du niveau de la nappe suivent directement celles du plan d'eau, d'où une relation étroite nappe/cours d'eau. Entre 2006 et 2008 les amplitudes des fluctuations de la nappe deviennent plus importantes et le niveau piézométrique s'élève pour atteindre la cote de 1,84 m IGN, se retrouvant ainsi, à la même altitude que le cours d'eau. Les dernières observations montrent que la cote piézométrique peut parfois être plus élevée que la cote du plan d'eau du fleuve, créant ainsi une résurgence de la nappe qui peut être parfois, drainée par le cours d'eau.

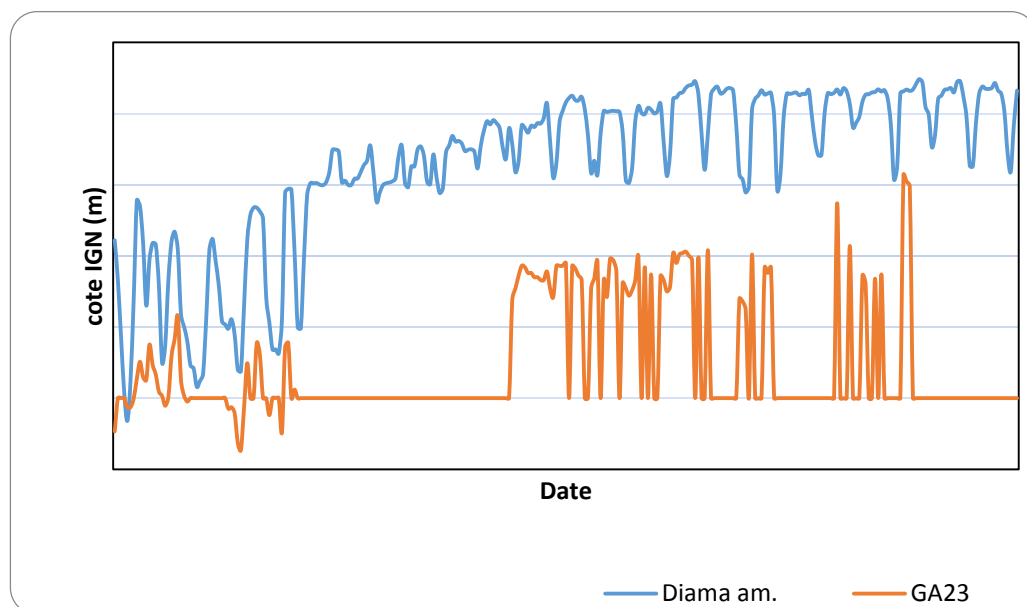


Figure 56 : Relation eau de surface /eau souterraine

La figure 57 décrit l'évolution du niveau de la nappe observée dans trois piézomètres situés à des distances variables par rapport aux cours d'eau.

Entre 1987 et 1990/91, les observations effectuées au GA5 montrent des fluctuations à caractère saisonnier. La remontée du niveau piézométrique de la nappe débute au mois de juillet, se prolonge jusqu'au mois de septembre/octobre, suivi d'une baisse qui s'amorce à partir de novembre, suivant ainsi la même évolution que les eaux du fleuve Sénégal dont le piézomètre n'est distant que de 800 m. Cette similarité dans les variations du niveau de l'eau dénote une forte relation entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Au cours de la seconde période, on constate que le niveau de la nappe est monté de 1 m entre novembre 1991 et août 1997 (entre la fin de la 1^{ère} série et le début de la 2^{ème}). L'amplitude des fluctuations qui avoisinait 1 m entre la crue et l'étiage des eaux souterraines avant la gestion haute du barrage a diminué du fait de la gestion du barrage et donc de la cote constante maintenue à 2 m du plan d'eau en amont de Diama. De ce constat, on peut tirer la conclusion que l'alimentation de la nappe à cette distance du cours d'eau est quasiment assurée par ce dernier.

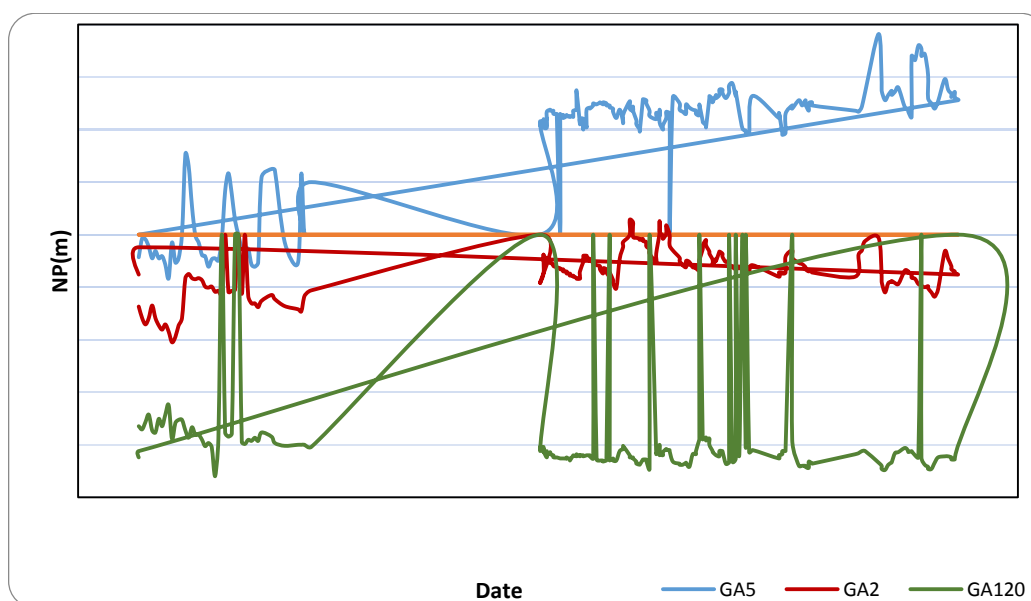


Figure 57 : Evolution du niveau piézométrique sous influence des cours d'eau

Concernant le GA2, on peut noter un comportement tout à fait différent de la nappe. En effet, après une remontée importante du niveau piézométrique entre juin et octobre 1988, où le niveau est remonté de 0,65 m, il s'en est suivi une baisse lente et progressive interrompue par de petites phases de remontée correspondant à de faibles recharges de la nappe. Avec la seconde série, le niveau qui oscillait entre -1 et -0,5 m se retrouve entre -0,5 et 0 m, parfois un peu plus, et une évolution cyclique du niveau piézométrique peut être observée. La montée débutant en

septembre/octobre se poursuit jusqu'en novembre où s'amorce la baisse. Ce piézomètre est localisé à 1800 m du fleuve et hors aménagement, ce qui n'empêche que la nappe continue d'être alimentée par le cours d'eau. Il existe cependant, un décalage entre la crue des eaux de surface et la montée des eaux souterraines, et qui serait dû au temps de propagation des fluctuations du cours d'eau. L'amplitude des fluctuations présente une variabilité interannuelle, c'est ainsi que l'on peut observer entre 1999 et 2000 que le niveau de la nappe a connu une hausse plus importante par rapport aux autres années. Cette remontée pourrait être liée à la grande inondation intervenue en novembre 1999 et qui avait concerné une bonne partie des terres du delta.

Pour ce qui est du GA120, ce piézomètre qui capte la nappe libre du Nouakchottien est situé à 8,5 km du cours d'eau le plus proche et présente une situation particulière. L'évolution du niveau piézométrique montre une tendance à la baisse entre 1987 et 1990/91, cette baisse se prolongeant avec la seconde série de mesure. On observe, par ailleurs, de petites phases de réhaussement du niveau de la nappe vers la fin de la saison des pluies, suivies d'une décroissance souvent plus importante de la ressource, montrant ainsi, la même tendance que celle observée avec la première série, c'est-à-dire une baisse progressive du niveau piézométrique. Par conséquent, l'impact du relèvement de la cote du fleuve ne se fait pas sentir à ce niveau. La recharge de la nappe, dans les zones éloignées des cours d'eau et hors aménagement, se fait essentiellement par infiltration des eaux de pluie et la décharge par évaporation. La reprise évaporatoire étant plus importante que la recharge du fait de la faible pluviométrie, il se produit une baisse interannuelle du niveau piézométrique de la nappe.

La coïncidence entre les périodes de crues et de décrue des eaux de surface et des eaux souterraines, dans un contexte pluviométrique déficitaire (moins de 300 mm par an) et en zone non irriguée, indique une forte interdépendance hydrodynamique entre le fleuve et la nappe alluviale. Cependant, cette relation tend à diminuer avec l'éloignement du piézomètre par rapport au cours d'eau, et finit par s'annuler à une certaine distance.

VI-3-4-2 Relation irrigation-fluctuations du niveau piézométrique

L'impact de l'irrigation sur l'évolution du niveau piézométrique du système aquifère du delta du fleuve, est mis en évidence par une analyse des fluctuations de la nappe dans trois piézomètres implantés dans différents périmètres agricoles.

Les piézomètres choisis sont implantés dans des endroits éloignés des cours d'eau, ce choix a pour objectif, de minimiser l'impact direct du fleuve afin de mettre en évidence

l'influence de l'irrigation sur la nappe alluviale. Les piézomètres GA255 et GA69 sont localisés dans la grande cuvette de décantation de Boundoum, respectivement à 4000 m et à 7700 m du fleuve Sénégal. Ce périmètre est consacré à la riziculture qui se pratique sous submersion à certains stades de développement du riz. Le GA72 est implanté à 1000 m du fleuve, dans un PIV (Périmètre Irrigué Villageois) ; où sont pratiquées des cultures expérimentales, notamment, l'arboriculture et l'arachide.

Le niveau mesuré dans le piézomètre GA255 montre une augmentation importante entre les deux périodes d'observations (fig.58). Le niveau de la nappe qui oscillait entre -0,2 m et + 0,2 m est monté entre les deux périodes de mesures pour se retrouver entre 0,6 et 1,2 m à partir de 1999. Entre 1987 et 1990 l'onde de fluctuation du niveau de la nappe est de grande amplitude, la phase de remontée qui débute entre juillet et août peut se poursuivre jusqu'en janvier. Puisque la campagne de l'hivernage se situe entre les mois de juin et de décembre, on peut en déduire que la recharge observée provient de l'irrigation et que le décalage entre le début des cultures et la remontée du niveau de la nappe est dû au temps de percolation à travers les formations argileuses à perméabilité médiocre. Cette recharge est suivie d'une baisse du niveau de la nappe faisant suite à l'arrêt de l'irrigation. La baisse se prolonge jusqu'à la prochaine campagne agricole. Les fluctuations de la nappe suivent la succession des campagnes rizicoles qui, durant la première série d'observations, se faisaient uniquement pendant l'hivernage.

Avec la seconde série, on remarque que l'onde des fluctuations est plus courte par rapport à la première. De juillet 1999 à janvier 2008, la courbe de fluctuation met en évidence une succession de phases de recharge et de décharge assez rapides et le niveau de base remonte progressivement. Deux pics de remontée peuvent être observés, un en juillet et un autre en février, traduisant une seconde mise en eau du périmètre. Comme on sait qu'il existe une campagne rizicole qui commence en janvier-février, celle de la contre saison froide, on peut attribuer ce deuxième pic à la mise en eau durant cette campagne. La tendance à la remontée progressive et continue du niveau de base de la nappe alluviale montre le rôle important de l'irrigation dans la recharge de cette nappe.

La forte remontée du niveau piézométrique entre novembre 1991 et octobre 1999 (environ 1 m) traduit non seulement l'intensification de l'irrigation par une multiplication des campagnes et l'augmentation progressive des superficies cultivées, mais aussi, le fait que ce piézomètre capte la nappe du compartiment inférieur (Inchirien), dont les variations traduisent une évolution générale de la nappe.

Les variations de faible amplitude observées durant la campagne agricole sont liées à l'alternance de phases d'irrigation et de drainage durant le cycle d'évolution du riz, en fonction des besoins en eau. Ceci, à cause de la variabilité des besoins en eau du riz lors de sa croissance.

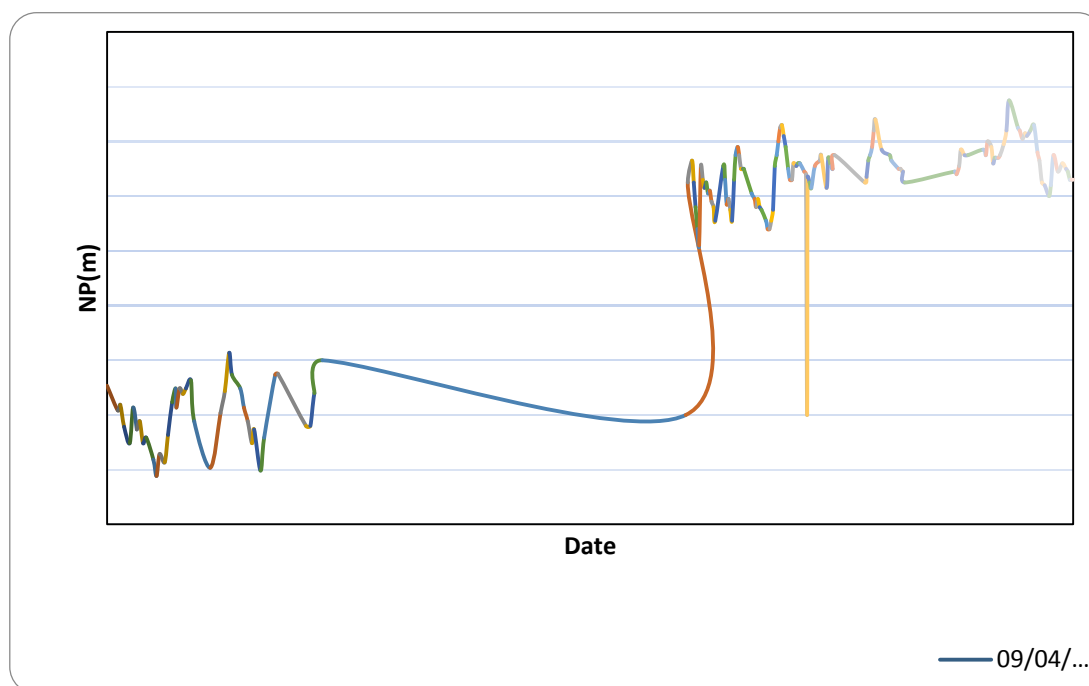


Figure 58 : Fluctuations de la nappe mesurées au GA255

Le piézomètre GA69, installé également dans le périmètre de Boundoum capte la nappe superficielle libre du Nouakchottien, directement sous influence atmosphérique. La recharge par les eaux de surface et la décharge par évapotranspiration sont très importantes du fait de la proximité de la nappe par rapport à la surface du sol. Cette influence se traduit par l'importance de l'amplitude de l'onde de fluctuations du niveau piézométrique (fig.59). Le niveau de la nappe oscille ainsi entre -1 et +1 m. On observe par contre, que le niveau de base ne remonte pas comme pour la plupart des piézomètres du delta. Entre 1987-89, ce niveau a fortement baissé durant les campagnes rizicoles de la saison des pluies 1990 et 1991 ; ensuite entre 1999-2000 la nappe fluctue à une altitude nettement supérieure à celle de la première période. A partir de 2001, les fluctuations montrent toujours une succession de phases de recharge et de décharge. Cependant, la décharge étant plus importante le niveau de base baisse progressivement. Cette évolution du niveau piézométrique suit le rythme des campagnes agricoles. En effet, la recharge par les eaux de pluie est négligeable, du fait de la faiblesse des précipitations et de la forte évapotranspiration. Il en est de même pour la recharge par écoulement latéral des eaux de surface, le cours d'eau le plus proche se situant à 7,7 km. La montée du niveau piézométrique est essentiellement le résultat de l'infiltration des eaux d'irrigation.

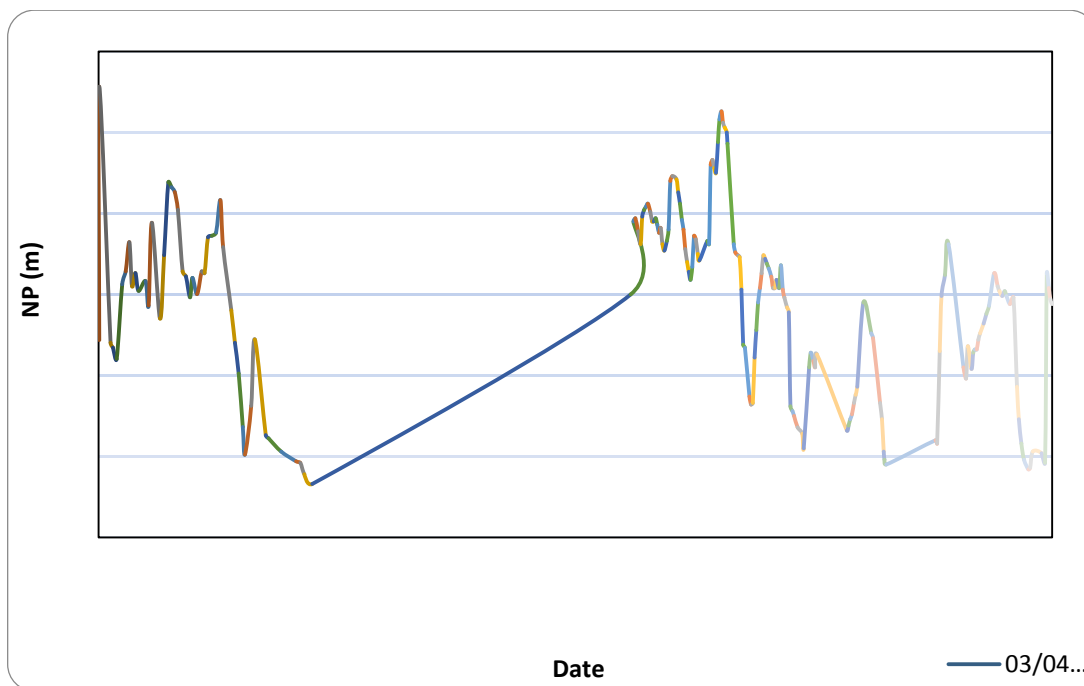


Figure 59 : Fluctuations de la nappe mesurées au GA69

Le piézomètre GA72, qui capte la nappe inférieure de l’Inchirien, est implanté à 1 km du cours d’eau le plus proche, dans un périmètre appartenant à l’ISRA (Institut Sahélien de Recherches Agricoles). Dans ce périmètre l’ISRA pratique des cultures irriguées expérimentales, notamment, celle de l’arachide et l’arboriculture. L’évolution du niveau de la nappe est représentée à la figure 60. Entre la première phase de suivi et le début de la seconde phase (de 1997 à 2001), le niveau de base de la nappe a subi une hausse sensible de l’ordre de 30 cm. Entre 2002 et 2007, le piézomètre enregistre une baisse progressive du niveau de la nappe jusqu’à $-0,7$ m d’altitude. Dans ce piézomètre, l’évolution assez complexe du niveau de la nappe est induite par l’irrigation, parce que c’est le seul facteur de recharge de la nappe qui ne présente pas de caractère cyclique, c’est-à-dire qu’elle peut se pratiquer à n’importe quelle période de l’année. L’évolution du niveau de la nappe suit dans ce cas le rythme de la mise en valeur du périmètre. Ainsi, on observe une succession de phases de recharge et de décharge dont l’importance dépend des quantités d’eau utilisées pour chaque culture. L’amplitude des fluctuations va dépendre des volumes d’eau utilisés en irrigation donc des besoins en eau de l’espèce cultivée. Par ailleurs, la baisse du niveau de base de la nappe montre que l’alimentation par écoulement latéral ou par infiltration des eaux de pluie est quasi inexistante, car malgré, le relèvement de la cote du plan d’eau du fleuve dans tous les axes hydrauliques du delta le niveau piézométrique continue à baisser.

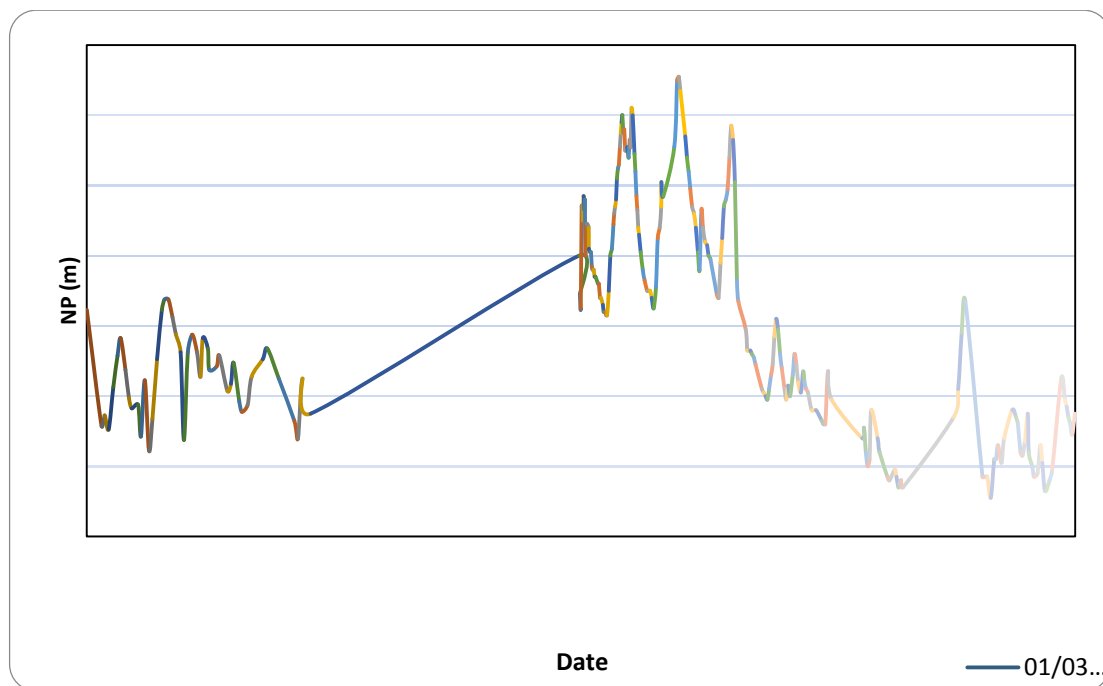


Figure 60 : Fluctuations de la nappe mesurées au GA72

VI-3-5 Fluctuations piézométriques journalières et relations entre nappes

Pour une analyse comparée des fluctuations piézométriques et la détermination des relations entre l'aquifère superficiel et l'aquifère profond, des sondes de mesures des pressions hydrostatiques ont été placées dans une dizaine de piézomètres. Elles ont été placées dans des piézomètres couplés, chacun captant un aquifère (aquifère superficiel Nouakchottien et aquifère inférieur Inchirien). Trois couples de piézomètres ont ainsi été suivis. Il s'agit des GA1-GA2, GA23-GA24 et GA71-GA72. Certains piézomètres (GA66, GA68, GA83 et GA120) fonctionnant en solo (leur second ne fonctionne) ont également été équipés. Les piézomètres GA1, GA23 et GA71 captent l'Inchirien, alors que les GA2, GA24 et GA 72 captent le Nouakchottien. Les séries de données ont été traitées et transformées en niveau piézométrique. Les sondes ont été placées entre le 05 et le 07/07/2012, le téléchargement des données a eu lieu le 07/07/2013, dans le but d'avoir des observations pour un cycle hydrologique complet. Cependant, des problèmes ont été relevés au niveau de quelques appareils : l'enregistrement automatique s'est arrêté à partir du mois d'avril 2013 au niveau du GA24 ; alors que des valeurs aberrantes ont été enregistrées vers la fin de la série par certaines sondes, notamment, au niveau des GA1, GA2 et GA68, nous amenant à ne conserver que la première partie de la série de mesure. Les problèmes d'enregistrement observés, pourraient être liés à la forte concentration

en sels des eaux des deux aquifères qui ont des concentrations parfois plus élevées que celle de l'eau de mer, et qui pourrait donc, affecter le fonctionnement des sondes après quelques mois d'immersion.

Les courbes d'évolution piézométrique des deux aquifères sont reportées sur la figure 61. Comme nous l'avons déjà souligné en traitant les fluctuations mensuelles du niveau piézométrique, le niveau de la nappe inférieure fluctue généralement au-dessus de celui de la nappe du compartiment supérieur. La nappe de l'Inchirien est semi-captive, par endroit, du fait de la discontinuité de la couche d'argile à son sommet. Ce caractère semi captif de la nappe inférieure induit, ainsi, une élévation de la pression hydrostatique qui fait monter le niveau piézométrique de la nappe. Par ailleurs, la discontinuité de la couche d'argile, au sommet de la nappe inchirienne, entraîne, par endroit, une continuité hydraulique entre les deux milieux.

Bien qu'étant décalés, les niveaux piézométriques présentent une évolution similaire au niveau des couples piézométriques, c'est-à-dire que les réponses à la recharge et à la décharge sont identiques et concomitantes. L'alimentation et le décharge de la nappe du compartiment inférieur aurait dû être en déphasage par rapport à celle de la nappe libre du compartiment supérieur, plus accessible aux facteurs climatiques et aux flux hydriques. Les réactions simultanées montrent qu'il existe une communication directe entre les deux nappes. Par ailleurs, le faible décalage qui existe entre les niveaux mesurés dans les couples piézométriques, environ 18 cm pour le couple GA1-GA2 (fig.61- a), et 5cm pour les couples GA23-GA24 et GA71-GA72 (fig.61- b et c), montre l'importance de la communication entre nappes. Le complexe aquifère superficiel du delta, peut être considéré comme une seule unité séparée par endroit par une couche semi perméable discontinue.

Les niveaux piézométriques évoluent différemment en fonction de leur localisation. En effet, comme nous l'avons montré dans l'analyse précédente, les eaux de surfaces et l'irrigation constituent les principales sources d'alimentation de la nappe. Les piézomètres GA66 et GA83 qui captent le compartiment inférieur de la nappe, évoluent différemment (fig.61-d). Le GA66 est localisé dans un périmètre actuellement dégradé où la structure du sol est détruite, l'argile floculée est devenue imperméable et le niveau de la nappe est resté quasi stationnaire durant tout le cycle. Alors que pour le GA83 les fluctuations sont importantes et sont fonctions de la mise en valeur des périmètres environnants ; on note ainsi, une recharge coïncidant à la campagne agricole de l'hivernage 2012, suivie d'une décharge entre deux campagnes et une remontée correspondant à la recharge induite par la campagne de contre saison froide. Le GA68, situé dans un périmètre agricole, est également sous contrôle de la mise en valeur de ce dernier.

En fin, le GA120, du fait de son éloignement de tout système hydraulique présente de faibles fluctuations du niveau de la nappe.

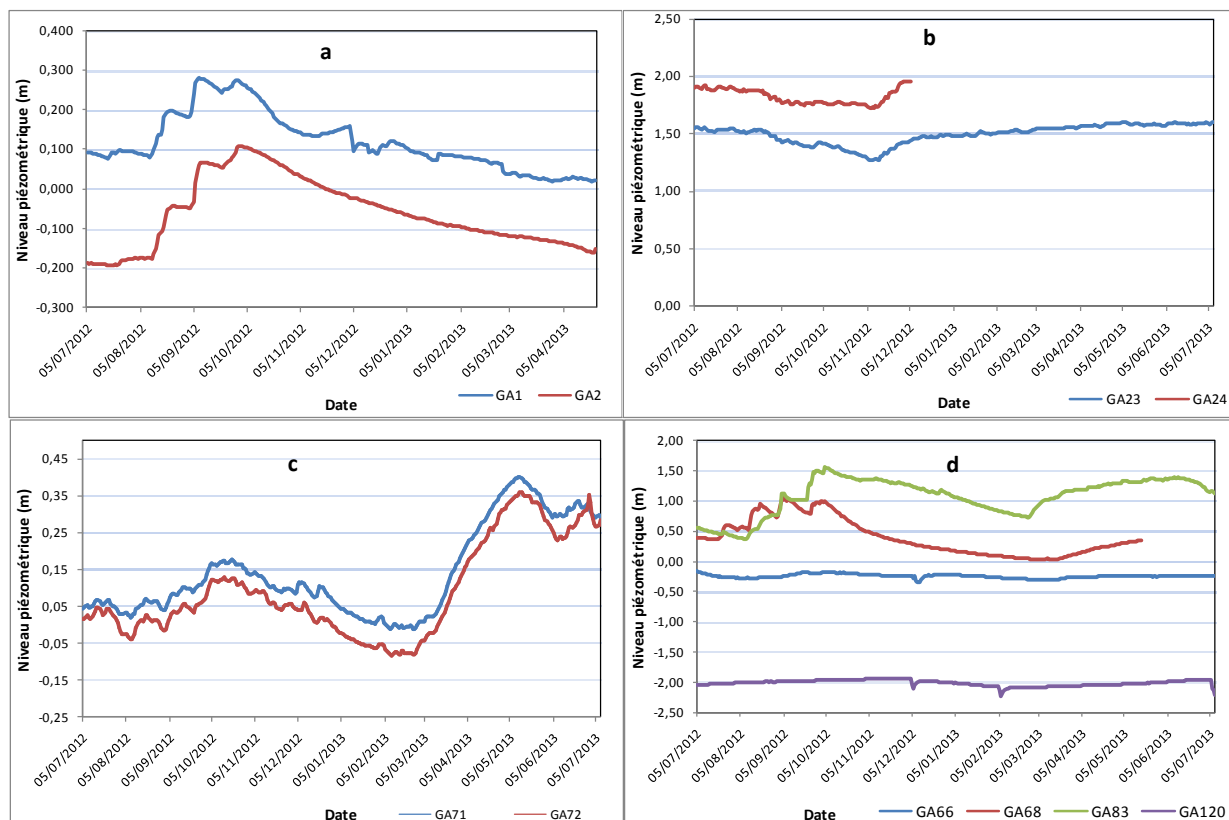


Figure 61 : Fluctuations journalières du niveau piézométrique indiquant la relation entre nappes

VI-3-6 Conclusion

L'analyse des fluctuations du niveau piézométrique a montré que celles-ci ont toujours été contrôlées par les eaux de surface. Avant la mise en service du barrage de Diamia les fluctuations du niveau de la nappe suivaient celles des eaux de surface dont la crue entraînait celle des eaux souterraines. La baisse du niveau de la nappe se faisait, en période d'étiage, essentiellement par évapotranspiration. La mise en service du barrage de Diamia et le rehaussement de la cote du fleuve ont eu comme conséquence une montée importante et irréversible du niveau des eaux souterraines. Le décalage entre les niveaux piézométriques des deux périodes est de l'ordre de 2 m au niveau de certains ouvrages. Cet impact est, cependant fonction de la position par rapport aux cours, en effet, il diminue avec la distance. Un autre facteur favorisant la remontée des niveaux de la nappe est l'irrigation, particulièrement la riziculture qui se pratique sous submersion. L'extension des superficies aménagées et l'intensification de l'agriculture irriguée ont largement contribué à la remontée des eaux

souterraines dont le niveau devient sub-affleurant durant la période de mise en valeur des périmètres agricoles. Parfois des stocks d'eau d'irrigation se constituent à faible profondeur, généralement entre 0,5 et 1 m sous la surface du sol.

La nappe superficielle du delta du fleuve Sénégal est une nappe complexe multicouche formée principalement par deux systèmes aquifères séparés par une formation semi-perméable discontinue permettant une relation directe entre les deux compartiments de la nappe. L'importance de cette communication est mise en évidence par la similitude des fluctuations des niveaux piézométriques observés dans les ouvrages couplés. La concordance des fluctuations piézométriques et l'écart faible, de l'ordre de quelques cm, entre les niveaux de la nappe dans les deux compartiments laissent supposer que localement la nappe peut être considérée comme étant une seule entité.

VI-4 Hydrogéochimie

L'objectif est d'analyser la salinité des eaux et leur composition chimique, particulièrement celle des eaux souterraines, dont le rôle dans le processus de dégradation des terres agricoles a été évoqué par plusieurs auteurs (Deckers et *al.*, 1996 ; Loyer, 1989 ; Ndiaye et *al.*, 2008, Lacharme, 2001).

Des prélèvements des échantillons, des différentes catégories d'eau ont été effectués en juin 2011, dans le réseau hydrographique, le réseau de drainage, la nappe phréatique, l'eau de pluie et de mer. Parallèlement des mesures in situ de la conductivité et du pH, à la température ambiante (environ 25°C), ont été effectuées sur les échantillons, qui seront par la suite analysés au laboratoire pour la détermination de la composition en éléments chimiques majeurs. Ces analyses ont pour but d'établir la genèse et l'origine des éléments chimiques et d'identifier les problèmes de salinité.

VI-4-1 Critique de données

Les échantillons ont été acheminés au laboratoire d'hydrochimie du département de Géologie, où ils ont été filtrés avant d'être envoyés à Liège pour les analyses chimiques.

Les différences entre anions et cations peuvent résulter de plusieurs causes, notamment, des échantillons d'eau non ou mal tamponnés qui induisent une erreur sur l'alcalinité ; la limite de détection de certains ions tels que les sulfates, la présence de matières organiques, des omissions d'anions dans les eaux diluées, des erreurs de dosage.

Une méthode de tester la qualité des analyses consiste à calculer la balance ionique, en calculant l'erreur relative Er qui traduit le degré de neutralité des ions en solution. Ceci peut se faire en utilisant la formule suivante : (Banton et Bangoy, 1997)

$$Er (\%) = \frac{\sum cations - \sum anions}{\sum cations + \sum anions} * 100$$

Pour une erreur inférieure à 5% le résultat de l'analyse est acceptable. Sur l'ensemble des 44 échantillons analysés, 11 présentent une erreur supérieure à 5%. Pour ne pas perdre des informations, trois échantillons parmi les onze, dont l'erreur est de 6% sont conservés, il s'agit du M4, M15 et G71. Le nombre d'échantillon considérés, pour le traitement et l'interprétation des résultats, est ainsi porté à 36.

Une corrélation entre la somme des cations et celle des anions montre une bonne relation de proportionnalité entre les ions dosés, qui évolue suivant une droite linéaire (fig.62). Le coefficient de détermination est 0.99.

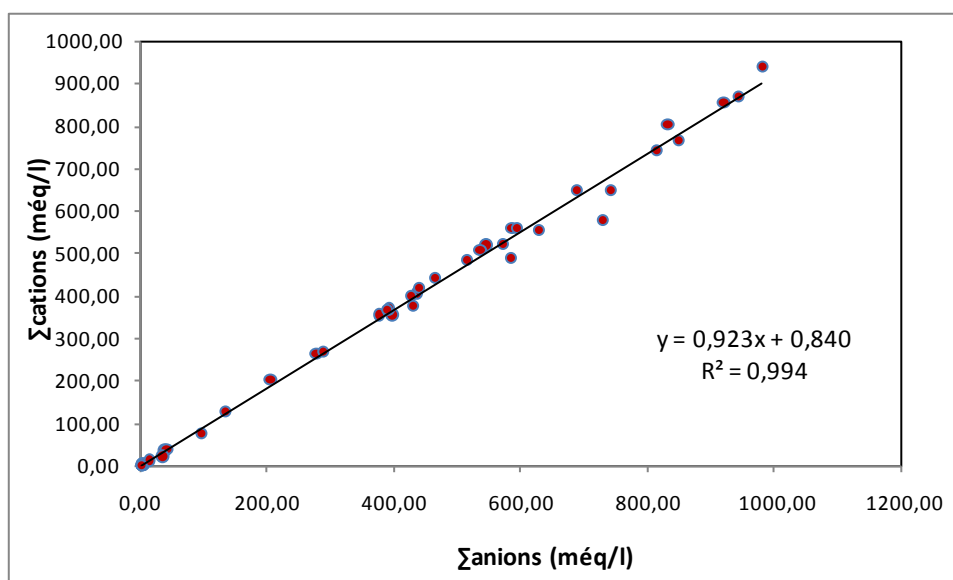


Figure 62 : Relations entre cations et anions

VI-4-2 Les paramètres physico-chimiques

VI-4-2-1 La conductivité

La conductivité électrique est une mesure qui permet un contrôle simple et rapide de la minéralisation des solutions. D'une manière générale et pour un type d'eau donné, la conductivité augmente lorsque les eaux se concentrent.

Les mesures de conductivité ont été ramenées à la température de 25°C et sont exprimées en $\mu\text{S cm}^{-1}$. Elles ont portées sur des échantillons d'eau de surface à savoir : le fleuve Sénégal, des canaux d'amener des eaux d'irrigation et des eaux de drainage des périmètres irrigués et sur des échantillons d'eau souterraine prélevés dans les nappes du Nouakchottien et de l'Inchirien. Une mesure de la conductivité a été également effectuée sur un échantillon de l'eau de mer et de l'eau de pluie.

L'analyse des mesures montre une faible conductivité de $37 \mu\text{S cm}^{-1}$ pour l'échantillon d'eau de pluie (Ep) traduisant ainsi la faible minéralisation des eaux de pluie. Alors que, la conductivité de l'eau de mer s'élève, évidemment, à environ $41300 \mu\text{S cm}^{-1}$.

Les eaux de surface sont constituées par les échantillons prélevés sur le fleuve, le Lampasar au niveau de Ross Béthio (LR) et dans le canal d'amener des eaux d'irrigation du Krankaye (CK). Ces eaux sont caractérisées par une conductivité variant entre 58 et $136 \mu\text{S cm}^{-1}$, elles sont ainsi faiblement minéralisées.

Les eaux collectées au niveau des canaux de drainage (DR et DG) des périmètres irrigués présentent une conductivité de l'ordre de 3500 à $3800 \mu\text{S cm}^{-1}$. Elles sont minéralisées du fait du lessivage des éléments solubles présents dans les parcelles (sels et intrants agricoles).

Concernant les eaux souterraines, on peut constater qu'elles sont caractérisées par des conductivités très élevées et variables. Les conductivités de ces eaux sont souvent supérieures à celle de l'eau de mer. Les conductivités les plus élevées sont observées avec les eaux du Nouakchottien, avec $67\,800 \mu\text{S cm}^{-1}$ au niveau du GA0120. Cependant, deux ouvrages captant la même nappe ont des eaux faiblement minéralisées ; il s'agit du PD un puits villageois dont la conductivité électrique est de $1188.5 \mu\text{S cm}^{-1}$. Cet ouvrage est situé à côté des piézomètres GA0023 (Inchirien) et GA0024 (Nouakchottien), dont les conductivités sont respectivement de $11770 \mu\text{S cm}^{-1}$ et $29925 \mu\text{S cm}^{-1}$. Ceci nous permet d'émettre l'hypothèse que ce puits ne capte aucune de ces deux nappes, mais bénéficie plutôt d'une alimentation latérale par les eaux de surface. En effet, ce puits est situé à 132 m du fleuve Sénégal. Le M10 est un micro-piézomètre qui est supposé capter le Nouakchottien, cependant la conductivité de l'eau échantillonnée est

de $2038.3 \mu\text{S cm}^{-1}$, étant implanté dans un périmètre irrigué rizicole, cette valeur pourrait être influencée par un afflux d'eau douce venant de l'irrigation qui a localement dilué la nappe.

Les eaux souterraines dans le delta présentent généralement des conductivités très élevées traduisant une salure importante. Cette salure est souvent plus importante que celle de l'eau de mer.

Les eaux échantillonnées peuvent être ainsi regroupées en quatre catégories (fig.64) :

- les eaux douces dont la conductivité est comprise entre $0,037$ et 1 mS cm^{-1} , concernent les eaux du fleuve, du lac de Guiers, du Lampsar et de l'eau de pluie ;
- les eaux saumâtres caractérisées par une conductivité de 1 à 2 mS cm^{-1} , que l'on rencontre au PD et au M10 ;
- les eaux salées à conductivité située entre 2 et 42 mS cm^{-1} , dans ce groupe se retrouvent les eaux de drainage, les eaux souterraines essentiellement celles de l'Inchirien ;
- les saumures entre 42 et 68 mS cm^{-1} , sont représentées par la majeure partie des ouvrages qui captent le Nouakchottien.

La répartition des valeurs de conductivités, présentée à la figure 63, ne nous permet pas de faire une cartographie de la répartition spatiale de la conductivité. Les différentes valeurs mesurées peuvent se rencontrer dans n'importe quel endroit du secteur étudié, il n'y a pas une salinité caractéristique pour une zone donnée.

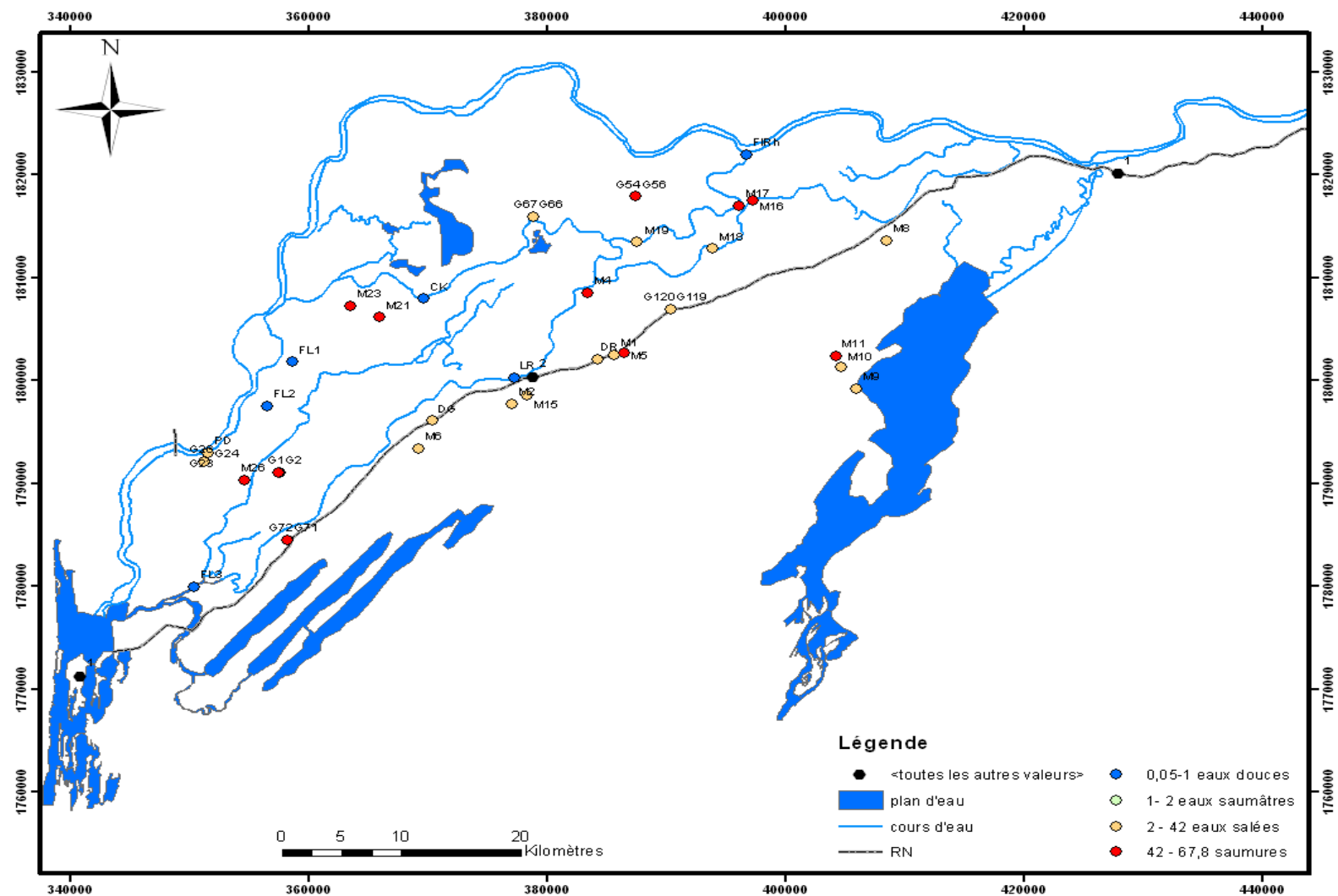


Figure 63 : Répartition de la conductivité électrique des eaux souterraines

La corrélation établie entre la conductivité électrique et l'ion chlorure montre une bonne proportionnalité. En effet, les chlorures et la conductivité évoluent suivant une relation linéaire de la forme $y = ax+b$, avec un coefficient de détermination $R^2 = 0,99$ (figure 64). Ce type de relation met en évidence le rôle essentiel de l'ion chlorure dans la minéralisation des eaux.

$$0,0117 \cdot X - 20,6074 \quad R^2=0,99$$

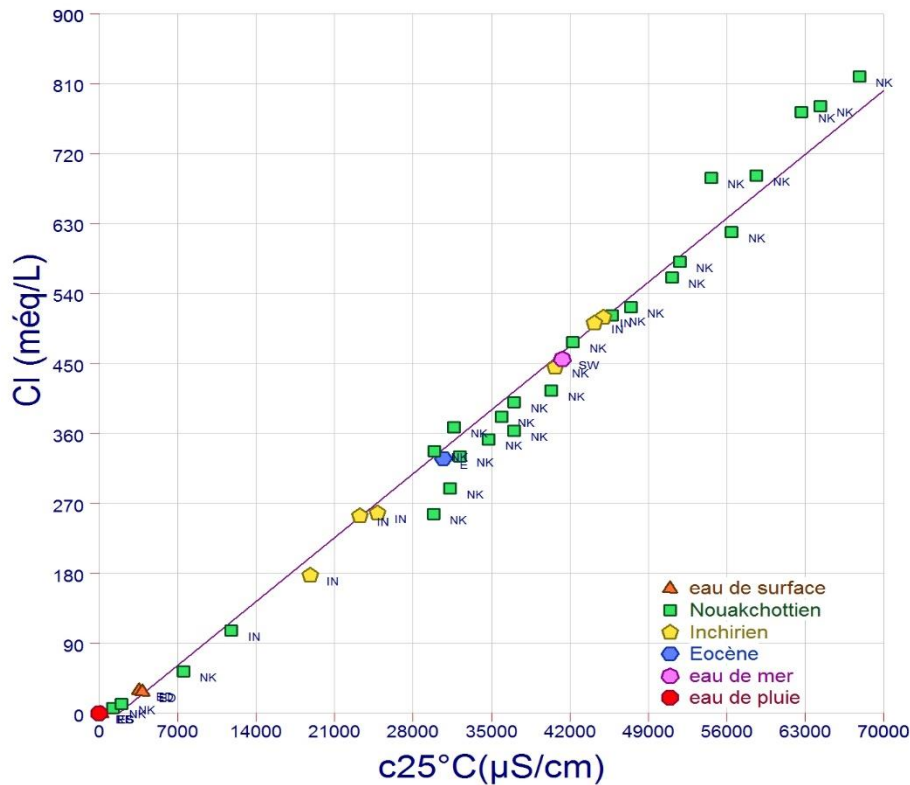


Figure 64 : Relation conductivité électrique - Chlorures

VI-4-2-2 Le pH

Le pH des eaux échantillonnées est, dans l'ensemble, neutre à légèrement basique, entre 6,5 et 8,5, c'est le pH de la plupart des eaux naturelles (Belghiti et *al.*, 2013). Les submersions alternatives marines et fluviales ont fait que le pH est à l'origine neutre (Ioyer, 1989), cependant des interactions avec le sol peuvent être responsables d'une augmentation ou d'une diminution du pH. Ainsi, les eaux de surface (fleuve et axes hydrauliques) qui présentent un pH supérieur ou égal à 8, alors que l'eau de pluie est légèrement acide, ont acquis cette minéralisation au contact du sol. En effet, la présence des sulfates provenant des sulfures de la mangrove, et de coquilles de lamellibranches entrainerait une neutralisation de l'acidité dans la zone. Seuls trois ouvrages présentent un pH inférieur à 7 ; il s'agit du M16, le GA0056 et le M2, avec un pH respectivement 6,11, 6,22 et 6,64. Ces ouvrages captent le Nouakchottien. Par contre, l'eau de

pluie est légèrement acide avec un pH de 5,87 ; cette acidité est liée à la proximité de la mer dont les embruns peuvent provoquer des pluies acides (Gourcy, 1994).

VI-4-2-3 Le Sodium Adsorption Ratio (SAR)

Le SAR exprime le rapport entre la concentration du sodium et celle des alcalino-terreux. Autrement dit, le SAR représente le taux de sodium absorbable par rapport aux autres cations (Ca^{2+} et Mg^{2+}), il s'exprime comme suit :

$$\text{SAR} = \frac{\text{Na}^+}{\sqrt{(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})/2}}$$

Où Na^+ , Ca^{2+} et Mg^{2+} sont les concentrations respectives en méq/l en sodium, calcium et magnésium. La valeur du SAR informe sur la nocivité du sodium sur le sol (U.S. Salinity Laboratory, 1954 ; in Da Boit, 1993). Il permet de prévoir l'évolution de la composition du complexe d'échange, si le $\text{SAR} > 10$, le taux de fixation du sodium est élevé et il y a enrichissement du complexe en sodium. Il peut se produire alors une alcalinisation et le sol a tendance à se dégrader et se disperser perdant du coup sa structure ainsi que sa perméabilité (Loyer 1989 ; Samba_Diène, 1998).

Le SAR des eaux de surface, notamment l'eau de pluie, les eaux du fleuve et du lac de Guiers et les eaux de drainage, est très faible (fig.65), donc leur utilisation pour l'irrigation ne constitue pas de menace pour les plantes. Par ailleurs, les eaux de drainage (4 et 5) qui ont des conductivités relativement élevées ont un SAR faible.

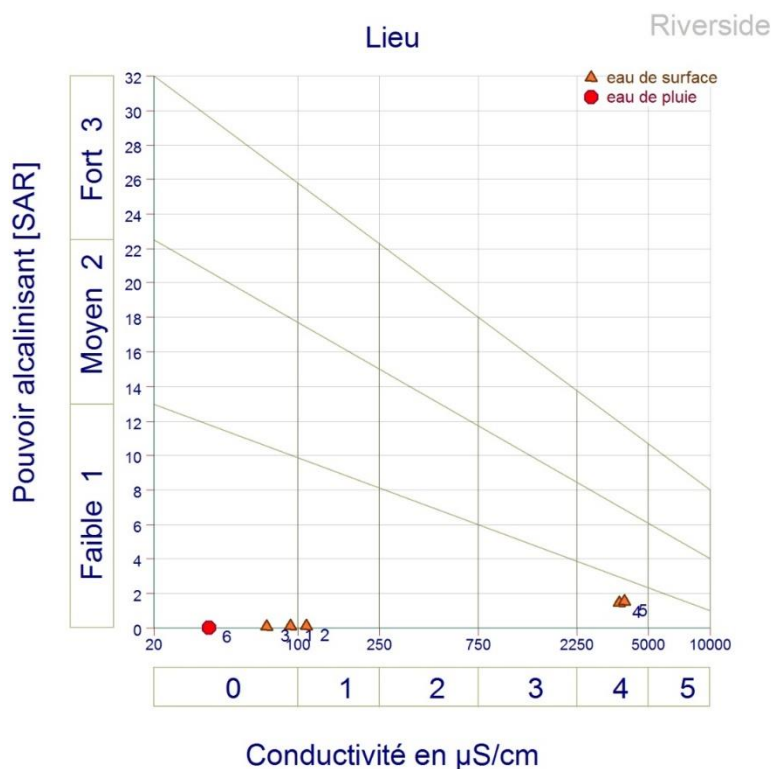


Figure 65 : Diagramme de Wilcox-Riverside des eaux de surface

Les eaux souterraines, quant à elles, présentent généralement des SAR très élevés, compris essentiellement entre 26 et 68. Seuls les eaux du puits PD, et micro-piézomètres M10 et M15 ont des SAR faibles, respectivement de 2,4 de 5,6 et de 7,3. Ces eaux ne sont pas utilisées pour l'irrigation, mais elles n'en constituent pas moins une menace pour le développement de l'agriculture irriguée dans le delta, du fait de leur proximité avec la surface topographique. En effet, avec l'expansion des périmètres irrigués et l'intensification des cultures (trois campagnes par an), le niveau piézométrique des nappes d'eau souterraine ne cesse de remonter vers la surface pour être parfois sub-affleurant à affleurant. Cette remontée est d'environ 2 à 3 m au niveau des piézomètres captant le Nouakchottien et qui sont situés dans un périmètre irrigué et de 0.5 m pour ceux de l'Inchirien.

VI-4-2-4 Statistique des ions majeurs

Les résultats de l'analyse statistique des ions majeurs montrent pour les eaux de surface, du cours d'eau (FL3, LR) et canaux d'irrigation (CK), que les cations sont dominants dans l'ordre suivant : $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{++} > \text{Ca}^{++} > \text{K}^+$; et pour les anions l'ordre est le suivant : $\text{HCO}_3^- > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{--} > \text{CO}_3^-$. Pour l'eau de pluie, on a l'ordre suivant : $\text{Ca}^{++} > \text{Na}^+ > \text{K}^+ > \text{Mg}^{++}$ pour les cations ; et $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{--} = \text{HCO}_3^- > \text{CO}_3^-$ pour les anions. Une prédominance du calcium sur le

sodium montre qu'il y'a une pollution par dissolution des aérosols continentaux (Diaw et *al.*, 2011).

Les statistiques pour les eaux souterraines sont données au tableau 12. Il existe une forte prédominance des ions Na^+ et Cl^- . En effet, le sodium représente plus de 77% des cations présents dans les eaux et le chlore 87% des anions. On remarque une forte similitude avec l'eau de mer, cependant, il existe un enrichissement des eaux souterraines en calcium et en bicarbonate, ce qui laisse supposer une évolution des eaux souterraines au contact avec l'encaissant.

	Ca^{++}	Mg^{++}	Na^+	K^+	HCO_3^-	CO_3^{--}	Cl^-	SO_4^{--}
maximum	238,28	237,62	707,11	10,78	33,82	0,66	819,42	157,42
minimum	0,12	0,01	0,06	0,00	0,06	0,00	0,09	0,00
moyenne	45,71	86,03	295,84	3,67	7,41	0,09	352,97	42,89
médiane	54,76	77,43	294,60	3,34	4,99	0,03	358,24	24,00
E. de mer	20,77	92,65	413,24	6,96	2,00	0,00	455,15	52,11

Tableau 12 : statistiques des ions majeurs

VI-4-3 Identification des faciès chimiques

Les résultats des analyses chimiques portés sur le diagramme de Piper et un diagramme ($\text{Mg}^{++}/\text{Na}^+ - \text{SO}_4^{--}/\text{Cl}^-$) nous ont permis d'identifier les faciès chimiques des différents types d'eau échantillonnée.

VI-4-3-1 Les eaux de surface

Trois types de faciès ont pu être identifiés (fig.66) :

- Un faciès chloruré, sulfaté calcique et magnésien pour l'eau de pluie. La présence des chlorures est liée à la dissolution des embruns marins présents dans l'atmosphère du fait de la proximité de l'océan. En effet, d'après Rabemanana et al (2001), la concentration en chlorure dans les eaux de pluie des zones littorales et îles, est liée aux fortes teneurs de cet élément dans l'eau de mer et dans les aérosols aqueux ;
- Un faciès bicarbonaté calcique et magnésien pour les eaux échantillonnées au niveau du Lampsar près de Ross Béthio (LR), du fleuve FL3 et du canal d'irrigation de Krankaye (CK).

La conductivité des eaux du Lampsar à cet endroit est de $70.5 \mu\text{S}/\text{cm}^{-1}$ avec un pH de 7.87 ; alors qu'elle est de 92 et $110 \mu\text{S}/\text{cm}^{-1}$ pour le FL3 et le CK et un pH respectivement de 7.86 et 8.22. Ces eaux basiques résulteraient d'échanges ioniques avec la présence de CaCO_3 dans le milieu (Deckers et *al.*, 1996).

- Un faciès chloruré sodique et potassique pour les eaux de drainage des périmètres irrigués (DR et DG). Ces eaux ont des valeurs de conductivité élevées de 3590 et $3830 \mu\text{Scm}^{-1}$, leur faciès resulterait du lessivage des sols, mais aussi du drainage de la nappe superficielle sursalée et dont le niveau remonte sous l'influence de l'irrigation, l'utilisation de fertilisants (engrais chimiques et autres composts) pourrait aussi être source d'enrichissement en éléments chimiques.

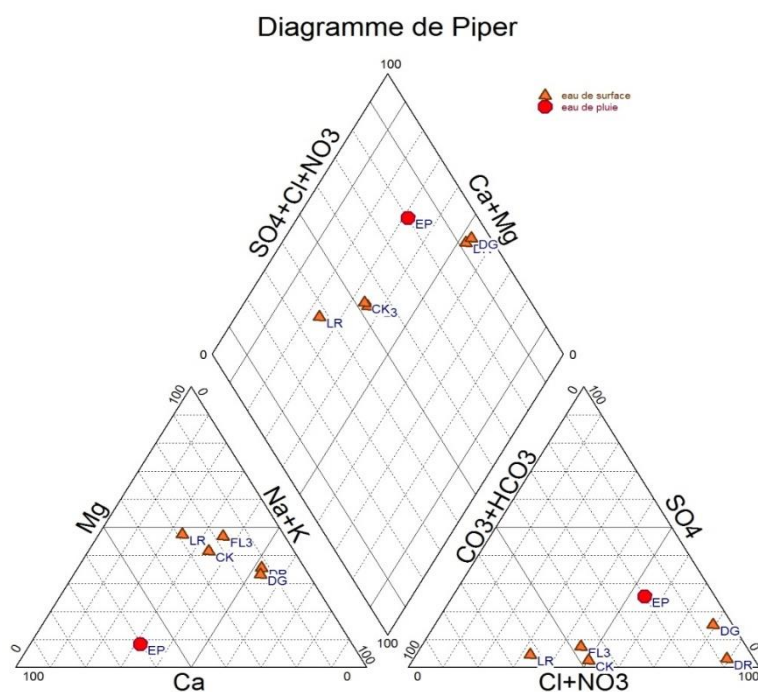


Figure 66 : Diagramme de Piper des eaux de surface

VI-4-3-2 Les eaux souterraines

Le report des résultats des analyses des eaux souterraines sur le diagramme triangulaire de Piper (fig.67), met en évidence la prédominance du chlore sur les autres anions. En effet, les points d'eau forment un seul groupe au niveau du pôle chloruré du diagramme des anions ; seuls deux points d'eau s'en écartent légèrement. Il s'agit du PD et du M15. Dans le diagramme des cations, le groupe est proche du pôle sodique à l'exception des deux points précédents. Le faciès chloruré sodique est ainsi, le faciès caractéristique des eaux souterraines ; on distingue :

- un faciès chloruré sodique (Cl/Na) pour l'essentiel des échantillons analysés. Les caractéristiques chimiques de ces eaux souterraines fondent l'hypothèse qu'elles sont d'origine marine, ayant été emprisonnées dans la formation au moment de la sédimentation. Le fait que l'on retrouve l'échantillon d'eau de mer dans ce groupe semble confirmer cette hypothèse. Le lessivage du sol salé du fait de l'incorporation saline dans tous les horizons, de l'accumulation des sels apportés par l'irrigation, de même que l'évaporation peuvent conduire à une concentration des eaux, ce qui se traduit par des conductivités électriques très élevées, souvent supérieures à celle de l'eau de mer.
- un faciès Chloruré, sulfaté calcique et magnésien (Cl /SO4- Ca -Mg), au PD qui présente le même faciès chimique que les eaux du fleuve et du Lampsar ; ce qui confirmerait leur non appartenance aux aquifères Nouakchottien et Inchirien.
- un faciès chloruré calcique (Cl/Ca) caractérise le micro piézomètre M15, situé hors des périmètres irrigués et loin d'un cours d'eau. Il se produirait ici, un enrichissement en calcium par, ce que certains auteurs appellent, échange de base inverse (Appelo et l'Ostman, 1993, in Diaw 2008 ; Faye et *al.*, 2005). En effet, quand les concentrations sont très élevées (cas des saumures), le calcium a tendance à être libéré par le complexe absorbant dans la solution, alors que le sodium est fixé.

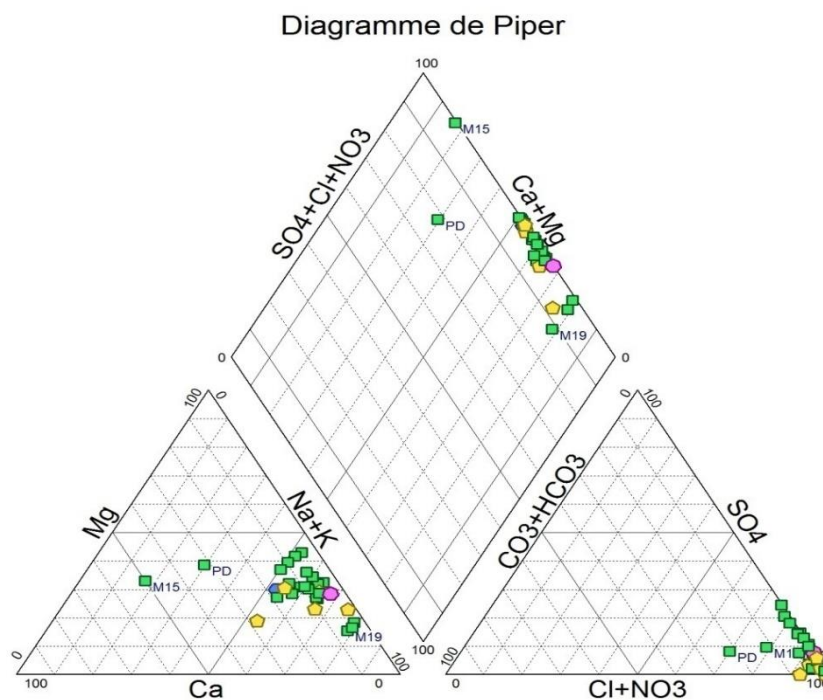


Figure 67 : Diagramme de Piper des eaux souterraines

Le diagramme ($Mg^{++}/Na^{+} - SO_4^{--}/Cl^{-}$) est également un moyen d'identification des faciès chimiques (Nezli et *al.*, 2007). La projection de l'ensemble des points représentant les échantillons analysés sur le diagramme donne une vue d'ensemble de la répartition des faciès chimiques (fig. 68).

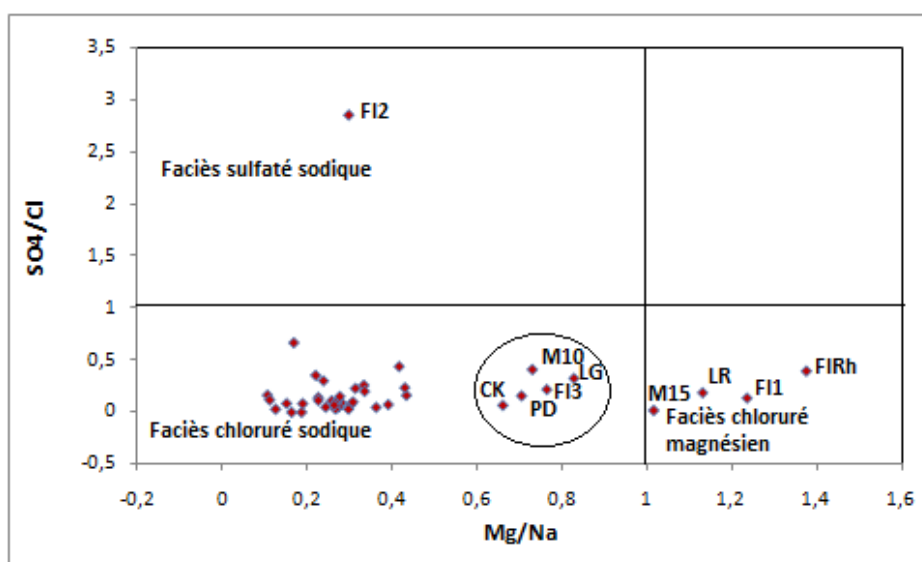


Figure 68 : Faciès chimiques des eaux par les rapports Mg^{++}/Na^{+} et SO_4^{--}/Cl^{-}

Il apparaît ainsi, que le faciès chloruré sodique est le faciès dominant avec 77% des échantillons, il regroupe uniquement les échantillons d'eau souterraine. Un faciès chloruré magnésien (7%) formé essentiellement par les eaux de surface (F11 et FIRh fleuve, LR : Lampsar à Roos Béthio) et le micro-piézomètre M15. Un faciès chloruré sodique (9%) mais, très proche du pôle chloruré magnésien est identifié, il est constitué par le PD (puits), le M10 (micro-piézomètre) et les eaux de surface (F13 : fleuve, CK : canal de Krankaye, LG : Lac de Guiers). Le faciès sulfaté sodique (2%) est représenté par un seul échantillon, c'est le F12 qui a été prélevé dans le fleuve.

VI-4-4 Analyse en composante principale

L'analyse en composante principale (ACP), est un traitement statistique, qui permet de mettre en évidence les relations entre les variables d'une part, et la distribution des individus compte tenu de leurs caractères physico-chimique d'autre part. L'examen des plans factoriels permet de visualiser les corrélations entre les variables et d'identifier les groupes d'individus présentant des caractéristiques chimiques proches ou identiques (Gonzalez et *al.*, 1977 ; Belghiti et *al.*, 2013). Cette analyse effectuée avec le logiciel STATISTICA, porte sur les données physico-chimiques des échantillons d'eau de surface (fleuve, rivières, canaux d'irrigation et de drainage) et d'eau souterraine prélevés dans quelques piézomètres de la zone d'étude. Les variables analysées sont les paramètres physiques tels que la conductivité et le pH ; et les ions majeurs, notamment : Na, K, Ca, Mg pour les cations et Cl, SO₄, HCO₃, CO₃ pour les anions. Il s'agit là, de dix variables de 42 échantillons d'eau prélevés à 25°C. Les échantillons constituent, ainsi les individus.

L'étude des relations entre les paramètres étudiés fournit des informations sur la force des associations possibles entre ceux-ci. La matrice de corrélation des dix variables étudiés est donnée au tableau 15. Les coefficients de corrélation considérés comme significatifs (rouge) sont supérieurs à 0,7. Cette matrice montre qu'il existe une corrélation significative et positive entre les variables suivants : la conductivité électrique (CE) est très bien corrélée avec Mg, Na, Cl et dans une moindre mesure avec K et SO₄. De fortes relations existent entre ces éléments (tab. 13) qui déterminent essentiellement la conductivité électrique des eaux échantillonnées. On remarque que la contribution du calcium est moins importante par rapport aux autres variables qui sont bien corrélées entre elles. Les carbonates et bicarbonates ne sont corrélables qu'entre eux.

Variables	pH	CE (25°C)	Ca	Mg	Na	K	HCO ₃ ⁻	CO ₃	Cl	SO ₄
pH	1,0000	-0,2838	-0,1616	-0,3910	-0,2545	-0,0934	0,2823	0,4013	-0,2812	-0,3988
c25°C	-0,2838	1,0000	0,5530	0,9267	0,9820	0,7660	0,2672	0,0748	0,9937	0,7110
Ca	-0,1616	0,5530	1,0000	0,4305	0,4203	0,1766	-0,0437	-0,1544	0,5491	0,2809
Mg	-0,3910	0,9267	0,4305	1,0000	0,9192	0,7233	0,1368	-0,0349	0,9373	0,7957
Na	-0,2545	0,9820	0,4203	0,9192	1,0000	0,8063	0,2830	0,0920	0,9786	0,7303
K	-0,0934	0,7660	0,1766	0,7233	0,8063	1,0000	0,5192	0,2908	0,7449	0,6620
HCO ₃ ⁻	0,2823	0,2672	-0,0437	0,1368	0,2830	0,5192	1,0000	0,8418	0,2445	-0,0570
CO ₃	0,4013	0,0748	-0,1544	-0,0349	0,0920	0,2908	0,8418	1,0000	0,0523	-0,1596
Cl	-0,2812	0,9937	0,5491	0,9373	0,9786	0,7449	0,2445	0,0523	1,0000	0,6782
SO ₄	-0,3988	0,7110	0,2809	0,7957	0,7303	0,6620	-0,0570	-0,1596	0,6782	1,0000

Tableau 13 : Matrice de corrélation des variables analysées

Les résultats de l'analyse en composantes principales représentés sur un graphique montrent que les axes factoriels 1 et 2 expriment 78,25% de la variance totale du dispositif, ce qui indique que ces deux axes sont suffisamment représentatifs de l'information. En effet, d'après Gonzalez et al 1997, les deux axes ou au maximum trois suffisent généralement à rendre compte de la variance totale du dispositif.

L'axe F1 représente à lui seul plus de la moitié de la variance (55.45%) ; il est déterminé par les variables CE, Na⁺, Cl⁻, Mg²⁺, qui participe le plus à la formation de l'axe, mais aussi, en degré moindre, par les ions SO₄²⁻, Ca²⁺ et K⁺. L'axe F1 peut être ainsi considéré comme un axe caractérisant la minéralisation des eaux. Alors que l'axe F2 qui exprime 22,80% de la variance est plutôt déterminé par les ions HCO₃⁻ et CO₃²⁻ ; quant au pH, il participe autant sur l'inertie de l'axe F1 que sur celle de l'axe F2 (fig.69), ceci peut s'expliquer par le fait que le pH est relativement neutre, si on considère une moyenne d'ensemble des échantillons. Cette minéralisation déterminée par le sodium, le chlore et le magnésium serait liée à la présence d'eau d'origine marine, et qui, par ailleurs, s'est concentrée suite à une évaporation importante. En outre, l'incorporation des sels dans les formations géologiques encaissantes, du fait des transgressions marines successives qui ont jalonné l'évolution géologique du delta, pourrait augmenter la salinité des eaux par dissolution des sels solubles et lessivage des horizons superficiels et du substrat géologique traversés par le front de percolation.

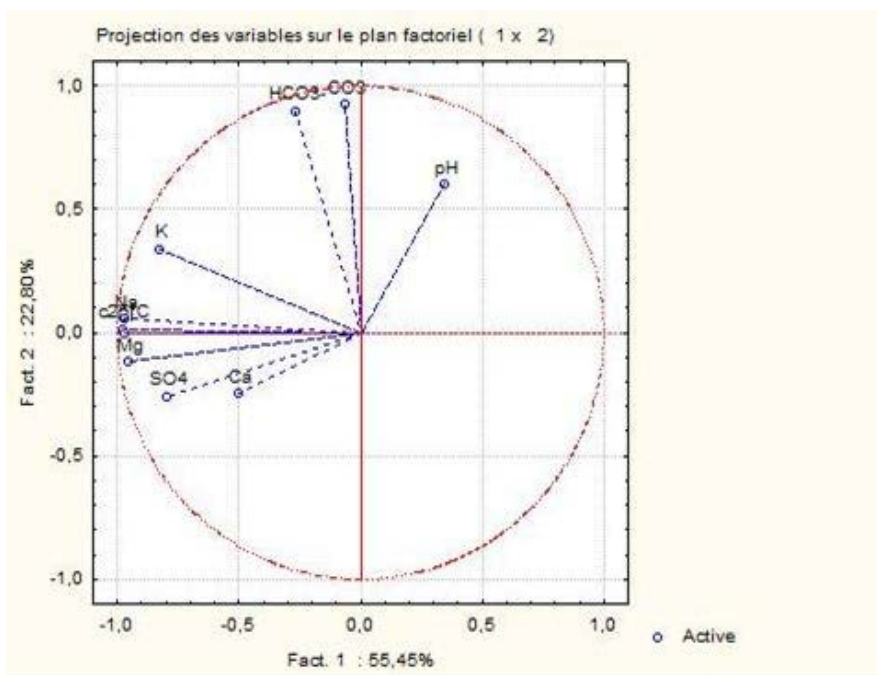


Figure 69 : Projection des variables sur le plan factoriel (1x2)

Concernant la projection d'individus, (piézomètres et points d'échantillonnage des eaux de surface), sur les plans factoriels 1x2, elle permet d'identifier trois groupes d'individus qui présentent des caractéristiques chimiques relativement proches (fig.70).

On observe que les individus sont bien représentés par l'axe F1, 55,46% et par l'axe F2 22,80%. Du côté des valeurs négatives de l'axe F1, se regroupent les individus dont les eaux sont les plus minéralisées avec un pH légèrement acide. Ce groupe est constitué uniquement par les ouvrages qui captent la nappe du Nouakchottien. Les individus les moins minéralisées, représentant les eaux de surface et quelques piézomètres sont positionnés du côté des valeurs positives de l'axe. Les eaux concernées ont un pH, relativement basique, de l'ordre de 8,5. Un troisième groupe constitué par quatre individus à pH supérieur à 7, notamment les couples piézométriques G1- G2 et G66-G67. Le couple G1-G2 présentent les mêmes caractéristiques, physico-chimiques, vu leur position sur l'axe factoriel 2, alors que le couple G66-G67 montre une certaine différence en ce qui concerne leurs propriétés chimiques. Par ailleurs, en analysant l'évolution des fluctuations piézométriques des deux compartiments de la nappe, nous en avons déduit qu'en réalité les ouvrages G1 et G2 qui sont supposés capter deux compartiments différents, sont en parfaite communication ; on en a déduit que le système aquifère est monocouche à cet endroit. Quant au couple piézométrique G66 et G67, leur position dans l'axe semble confirmer leur appartenance à deux compartiments différents.

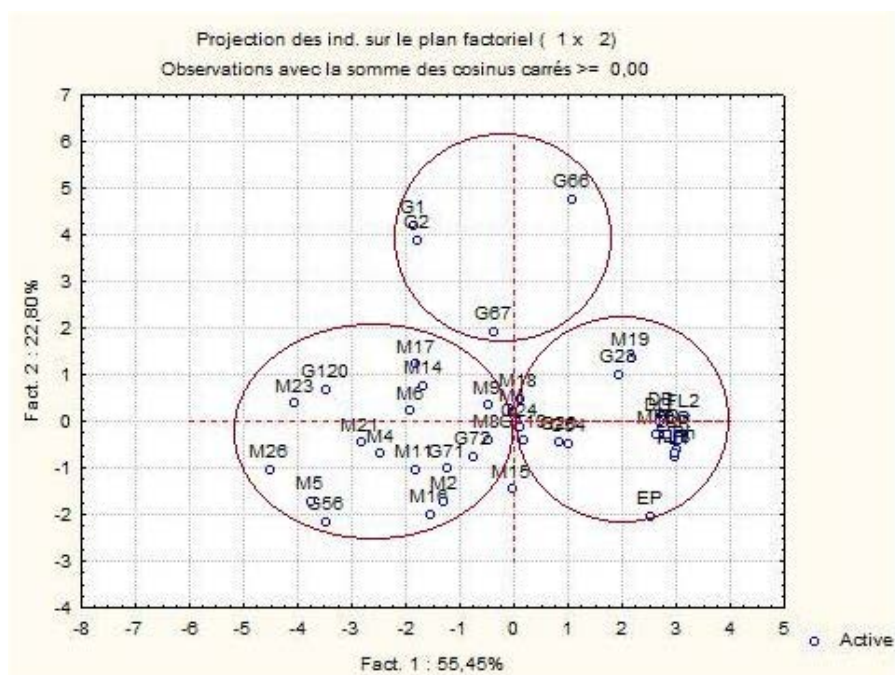


Figure 70 : Projection des individus sur le plan factoriel (1x2) (G1=GA1)

VI-4-5 Origine de la minéralisation

La salinisation des eaux continentales est liée à deux grands domaines que sont : le domaine marin, lié directement ou indirectement à la mer, et le domaine continental, interactions eaux/roches dans lequel les sels dissous proviennent essentiellement de l'interaction avec les roches sédimentaires (hors évaporites marines) et cristallines concentrés par évaporation (Kloppmann et *al.*, 2011). Vu la position côtière de notre zone d'étude et les invasions marines (Gac et *al.*, 1990), répétées durant le Quaternaire, la salinisation de ses eaux souterraines serait probablement liée au domaine marin.

Le cycle marin comprend : les précipitations, enrichies en éléments chimiques par les aérosols marins, et qui s'infiltrent après évaporation partielle vers les nappes ; l'intrusion directe de l'eau de mer ; les saumures sédimentaires. Les eaux marines syngénétiques des sédiments marins peuvent être préservées dans les sédiments et par suite de l'évaporation, il se forme des saumures sédimentaires dites « primaires », pouvant conduire à la formation de roches

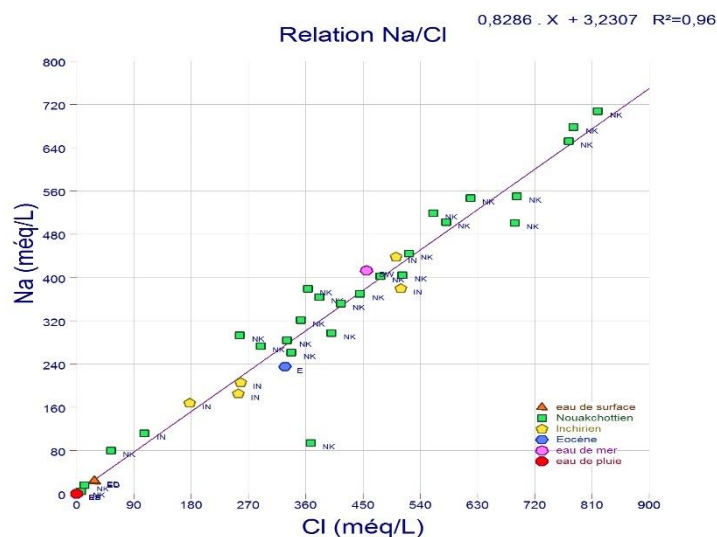
évaporitiques. Ces saumures, en contact avec des eaux de surface ou souterraines, vont subir des phénomènes de dissolution donnant naissance à des saumures dites « secondaires ».

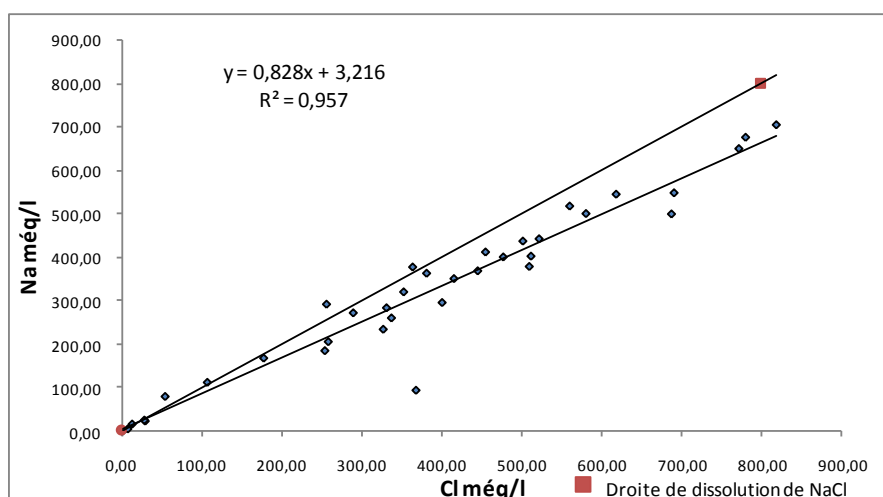
La recherche de l'origine de la minéralisation des eaux souterraines est effectuée dans le cadre de ce travail par une comparaison des concentrations ioniques des éléments majeurs à celles de l'ion chlorure. Dans l'eau de mer, la teneur en chlorure est estimée à 19g/l, le chlore étant considéré comme un élément conservatif car il n'existe pas de « puits » de chlorure dans les conditions naturelles (D'Ouzouville, 2002) ; il peut être un excellent traceur de la salinité.

La comparaison de la teneur en chlorures à celles des autres éléments majeurs dosés a souvent servi à l'identification des mécanismes à l'origine de la salinité des eaux dans les régions arides et semi-arides (Faye et *al.*, 2005 ; Chemseddine et *al.*, 2009 ; Khechana et *al.*, 2011).

➤ Relation Na/Cl

Les échantillons analysés présentent une prédominance des ions sodium et chlorures, avec une minéralisation très élevée. Ces ions qui représentent les constituants majeurs de l'eau de mer sont considérés comme de bons marqueurs de la salinité. Placés sur un diagramme binaire, le sodium (Na) et le chlorure (Cl) des eaux échantillonnées montrent une parfaite corrélation avec un alignement de la majorité des points suivant une droite d'équation de type $y = ax + b$, dont le coefficient de détermination est de 0,95 (figure 71 a et b). Cette relation étroite montre une origine commune de ces ions.





(b)

Figure 71 : Rapport entre Na/Cl et échanges ioniques

La position des points par rapport à la droite de dissolution de l'halite (fig. 71 b) montre qu'il existe une relation de proportionnalité entre le sodium et les chlorures, cependant les concentrations en chlorures sont relativement plus importantes que celles en sodium pour la majorité des échantillons. Cette situation suggère un appauvrissement en Na^+ par rapport au Cl^- qui se conserve (pas d'échange et ne précipite qu'à des concentrations très forte). Les ions Na^+ peuvent provenir, outre la source marine, d'échange de bases avec les argiles, l'on obtiendrait alors un enrichissement en Na^+ , ce qui n'est pas le cas. L'appauvrissement en ions Na^+ serait alors le résultat d'échanges dits : échange de base inverse (Richter et Kreitler, 1997 ; Kortatsi, 2006). Ce type d'échange se produit quand la solution est fortement concentrée, le sodium qui devrait être libéré est fixé à la place du calcium et/ou du magnésium qui est libéré dans la solution, conduisant ainsi à un appauvrissement en Na^+ et un enrichissement en Ca^{++} et Mg^{++} .

Par ailleurs, en calculant le rapport Na/Cl, on constate qu'il est, pour la majorité des échantillons traités, proche de 0,86. Il a été établi que si ce rapport est proche de 0,86 pour une eau donnée, l'ion chlorure serait d'origine marine (Gourcy, 1994 ; Négrel et al., 2003). En outre, les proportions relatives des ions majeurs dans les eaux souterraines sont proches de celles de l'eau de mer. Un fait remarquable est qu'il arrive souvent que les eaux souterraines soient plus concentrées que l'eau de mer. Les fortes salinités et l'enrichissement des eaux souterraines en chlorures de sodium pourraient résulter du fait que celles-ci sont constituées d'eau de mer emprisonnées dans les sédiments et dont les concentrations ont évoluées suite à l'évapotranspiration et aux interactions eau/roche.

Le tableau 14 donne les résultats du calcul du rapport Na/Cl.

Nom	FL3	CK	LR	DR	DG	PD	M9	M8	G120	G119
Na/Cl	1,19	1,04	1,44	0,79	0,90	0,66	1,14	0,91	0,86	0,72
Nom	M16	M17	M4	G54	G56	G67	G66	M5	M15	M1
Na/Cl	0,79	0,86	0,93	0,80	0,80	0,86	0,95	0,88	0,26	0,74
Nom	M2	M6	G71	M18	G1	G2	G23	G24	G26	M14
Na/Cl	0,94	0,85	0,74	0,95	0,87	0,84	1,05	0,77	0,73	1,04

Tableau 14 : Rapport Na/Cl de quelques échantillons d'eau

Un rapport Na/Cl = 1 traduit une dissolution de la halite, alors qu'un rapport Na/Cl > 1 montre qu'il y'a un enrichissement en sodium dans le milieu, ce qui peut être dû au fait qu'il y'a échange de bases avec les argiles et enfin si Na/Cl est faible, très inférieur à 0,86, il s'est produit soit un enrichissement en chlorures par concentration suite à l'évapotranspiration, soit un échange de bases qui se produit quand le milieu a une très forte concentration en chlorure de sodium (Na Cl) comme c'est le cas des saumures ; dans ce cas le calcium n'est plus fixé en échange du sodium, c'est le phénomène inverse qui se produit.

La comparaison des rapports caractéristiques de la composition moyenne des échantillons d'eau souterraine à celle de l'échantillon d'eau de mer confirme l'origine marine des eaux souterraines dans le delta du Sénégal comme il a été mis en évidence par d'autres auteurs (Loyer 1989 ; Saos *et al.*, 1984, Diaw, 2008). Une comparaison de la composition chimique initiale de l'eau de mer et la composition chimique moyenne des eaux souterraines (tab.15), montre l'origine marine de ces dernières. Cependant, la composition chimique de l'eau souterraine est plus ou moins modifiée, soit dans le sens d'une dilution par infiltration des eaux de surface (eau du fleuve, eau d'irrigation et eau de pluie), soit dans le sens d'une concentration par évaporation. Par ailleurs, une interaction eau/roche peut être à l'origine d'un processus d'échange de base conduisant généralement, à la fixation du sodium en solution et la libération du calcium d'où un enrichissement du milieu en calcium.

Source	Cl/SO4	Cl/Na	Mg/Ca	Na/K	(Na+K)/(Ca+ Mg)
Eau de mer	8,73	1,10	4,46	59,37	3,70
Eau souterraine	8,23	1,19	1,88	80,7	2,27

Tableau 15 : Rapports caractéristiques

➤ Relation entre Ca Mg SO4 HCO3 / Na-Cl

La projection sur diagramme binaire $(Ca+Mg) - (SO_4+HCO_3) / Na-Cl$ des échantillons (fig.72), montre un alignement des points le long d'une droite de pente égale à $-1,07$, approximativement proche de -1 , traduisant le fait que les processus d'échanges ioniques sont les principaux facteurs qui conditionnent la chimie des eaux (Kortatsi, 2006). Par conséquent, la composition chimique des eaux échantillonnées est le résultat d'échanges ioniques particulièrement, d'échange de base inverse comme nous l'avons vu avec la relation Na/Cl . Certes, ces échanges sont déterminants dans la composition chimique des eaux, mais d'autres processus interviennent probablement, notamment la concentration suite à l'évaporation et la dissolution de cristaux d'évaporites suite aux apports d'eau du fleuve, d'irrigation, de pluie.

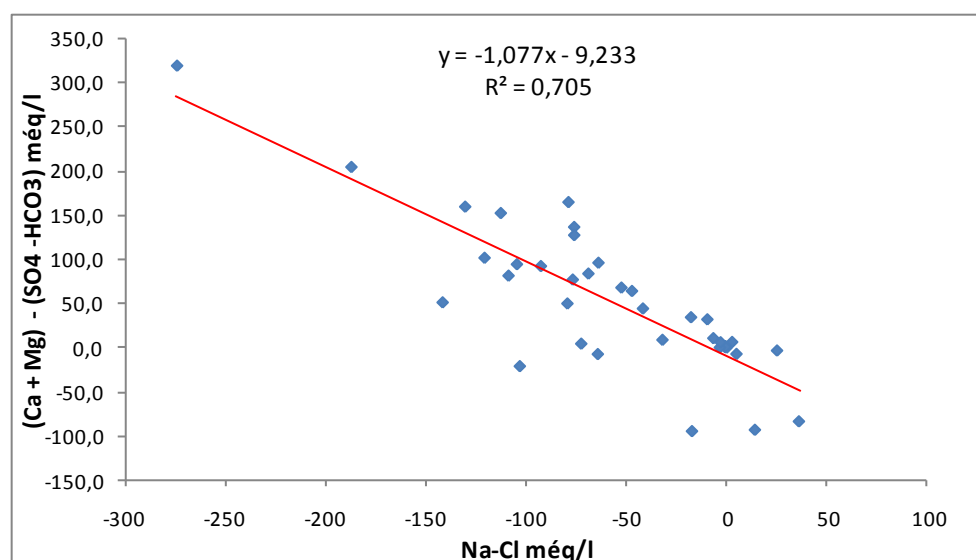


Figure 72 : Relation entre Na-Cl et $(Ca+Mg) - (SO_4 - HCO_3)$

➤ Relation entre Cl^- / Mg^{++} , Ca^{++} , SO_4^{--} et $Na^+ + K^+ / Cl^- + SO_4$

La disposition des points correspondant aux différents points d'eau échantillonnés par rapport à la droite de mélange eau douce – eau salée (eau de pluie-eau de mer) peut rendre compte des processus qui sont intervenus dans la salinisation des eaux (Chemsedine et al., 2009).

La relation entre Mg^{++} et Cl^- (fig.73-a), montre que la teneur en magnésium croît en même temps que la teneur en chlore. Du moment que le chlore ne participe pas aux interactions eau-roche, de plus, il ne précipite avec des anions qu'à des concentrations très élevées qui ne sont pas atteintes ici ; l'augmentation de sa concentration dans les eaux ne peut être liée qu'à

une concentration suite à l'évaporation ou des apports extérieurs (eau de mer, pluie acide, intrants agricoles). L'histoire de la mise en place du delta avec de multiples invasions marines a conduit à l'hypothèse que les eaux souterraines dans cette zone sont des eaux marines fossiles emprisonnées dans les sédiments. Ces eaux soumises à une forte évaporation se sont alors concentrées, donnant ces teneurs élevées en chlorures. D'ailleurs, d'après Loyer 1969, la concentration en chlorure pourrait être utilisée comme mesure du facteur de concentration.

La relation entre le Mg et le Cl déterminée avec un coefficient de détermination R^2 de 0,88 montre que ces éléments sont bien corrélés et peuvent avoir la même origine. Cependant, on peut constater que la majeure partie des points se positionne au-dessus de la droite de mélange eau douce/eau salée, ce qui expliquerait un enrichissement des eaux en magnésium. Le magnésium peut être d'origine diverses ; la concentration de l'eau de mer par évaporation et la dissolution de la dolomite.

Concernant la relation entre le chlore et le calcium (fig.73-b), on constate que les points sont essentiellement situés au-dessus de la droite de dissolution ; Ainsi bien que les teneurs en Ca^{++} ne soient pas très élevées comparativement à celles en Cl^- , il y'a quand même, un enrichissement en calcium des eaux échantillonnées. L'origine des teneurs en calcium peut être liée à la concentration des eaux. Le carbonate de calcium étant faiblement représenté dans le delta à part quelques anciennes plages coquillères en bordure de la vallée (Loyer, 1989), la dissolution ne peut être responsable de la présence du calcium à une concentration relativement élevée dans les eaux souterraines (M15, G71 et M21).

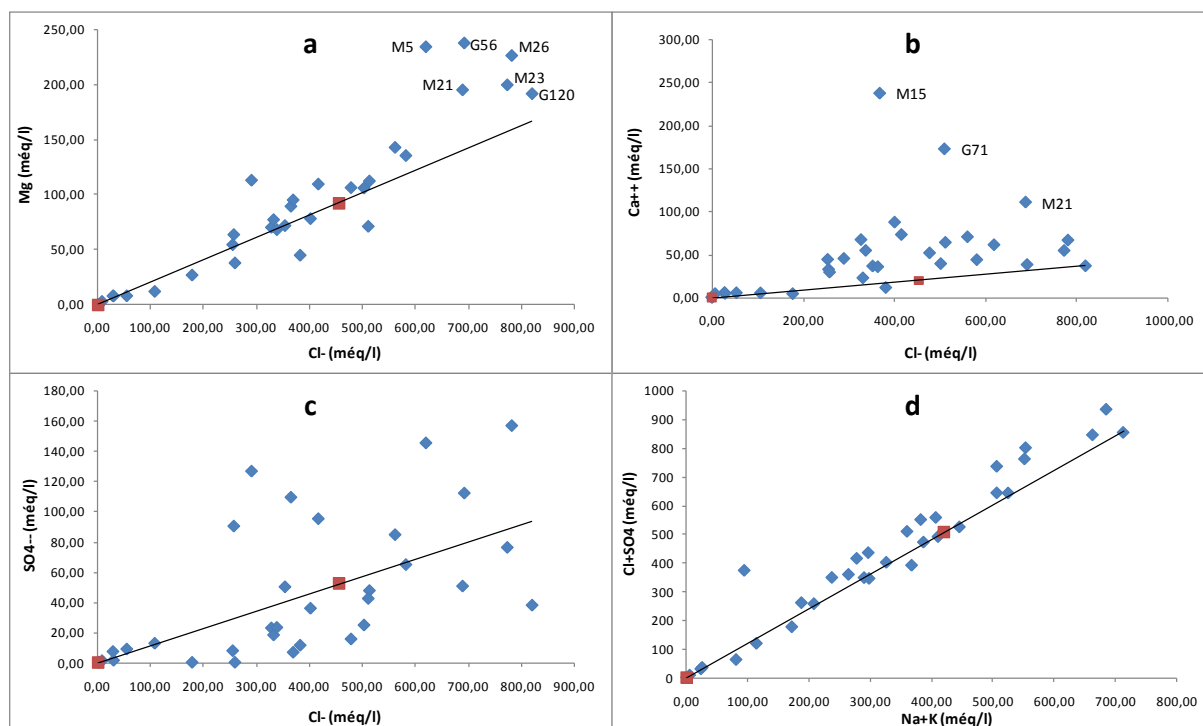


Figure 73 : Relations caractéristiques Cl⁻-Mg⁺⁺ (a), Cl⁻-Ca⁺⁺ (b), Cl⁻-SO₄⁻ (c) et (Na⁺ + K⁺)-(Cl⁻ + SO₄⁻) (d)

Le diagramme Cl-SO₄ (fig.73-c), montre des points fortement dispersés par rapport à la droite de dissolution. Cette dispersion des points représentant la relation entre le sulfate et l'ion chlorure, montre une origine différente. Les ions sulfates proviennent essentiellement des eaux de pluie dont ils constituent l'ion dominant après le sodium. Cependant, la position des points au-dessus de la droite de mélange eau douce/eau salée, montre qu'il y'a un enrichissement en sulfate. Cet enrichissement peut provenir de la dissolution d'évaporites dans le substrat, notamment le gypse. Alors qu'un appauvrissement en ions sulfates, cas des points sous la droite, résulterait d'une précipitation du gypse à partir des eaux de nappe très concentrées, suite à l'évaporation. D'ailleurs on rencontre fréquemment dans les sols salés du delta des cristaux de gypse (Loyer, 1989).

En fin, le diagramme Na +K/Cl +SO₄ (fig. 73-d), met en évidence une relation significative entre ces derniers. Cette évolution similaire montre une origine commune, probablement, une concentration par évaporation.

VI-4-6 Conclusion

L'étude hydro-chimique des eaux du delta basée sur une interprétation des résultats des analyses chimiques des échantillons d'eau prélevés aussi bien au niveau des eaux de surface que des eaux souterraines, a permis de faire une caractérisation physico-chimique des eaux. Les eaux de surface, à part les eaux de drainage de périmètres agricoles, sont faiblement minéralisées et ne représentent pas de danger pour l'irrigation. Elles sont caractérisées par un faciès chimique de type bicarbonaté calcique et magnésien en ce qui concerne les eaux des cours d'eau et chloruré calcique et magnésien pour ce qui est de l'eau de pluie.

Les eaux souterraines dans le delta sont caractérisées par une forte minéralisation, essentiellement de type chlorurée sodique. Ces ions représentent à eux seuls 70% à 85% de l'ensemble des ions analysés dans la majorité des cas ; ensuite, suivent dans l'ordre décroissant le magnésium, le calcium, et le potassium pour les cations et les sulfates, les bicarbonates et les carbonates pour les anions. Ainsi, à part le faciès chloruré sodique qui est le faciès dominant des eaux souterraines, il a été identifié un faciès chloruré calcique et magnésien pour un seul ouvrage le PD, de même un faciès chloruré calcique pour le micro-piézomètre M15. Les processus chimiques impliqués dans la composition de l'eau prélevée, sont essentiellement constitués par les échanges de base inverses. Toutefois, une origine marine de la minéralisation des eaux souterraines semble évidente, liée à la position côtière et à l'histoire géologique de la zone d'étude. Des eaux marines emprisonnées dans les sédiments nouakchottiens et inchiriens lors de leur mise en place, peuvent constituer des nappes d'eau souterraines, dont la salinisation, souvent plus importante que celle de l'eau de mer, montre que nous avons affaire à des saumures primaires et/ou secondaires issues de l'évaporation de l'eau de mer suivie, de dissolution et de remobilisation des sels solubles. Ceci a conduit à cette concentration élevée en éléments chimiques. Par ailleurs, la faiblesse de la recharge par rapport à la reprise évapo-transpiratoire ne permet pas une dilution conséquente pouvant réduire la minéralisation.

L'analyse en composante principale a permis de confirmer l'origine marine de la minéralisation des eaux souterraines de la nappe dans le delta avec une prédominance du sodium et des chlorures qui avec le magnésium constituent l'essentiel des éléments chimiques contenus dans les eaux.

CONCLUSION

Les principaux résultats de ce travail basé sur l'analyse et l'identification des impacts climatiques et anthropiques sur les ressources en eau au Sénégal et de l'intensification de l'agriculture irriguée dans le delta du fleuve Sénégal, amènent aux conclusions suivantes :

Les précipitations : l'évolution climatique en Afrique sub-saharienne a fini par installer dans la sous-région un déficit hydrique sans précédent. Situé dans la zone intertropicale, le Sénégal est sous l'influence essentielle de trois masses d'air qui conditionnent son climat, il s'agit de la mousson, de l'alizé maritime et de l'harmattan. La saison des pluies ou hivernage dure 2 à 5 mois selon les régions. En effet, l'analyse effectuée sur la base de la comparaison des diagrammes ombro-thermiques de plusieurs stations pluviométriques réparties dans l'ensemble du territoire sénégalais a permis de montrer une évolution suivant un gradient latitudinal de la durée de la saison des pluies. De 5 mois au Sud, la durée de la saison des pluies se résume, seulement, à 2 mois au nord. En fonction de la pluviométrie annuelle, le Sénégal peut être divisé suivant la latitude en deux grands domaines climatiques bien individualisés. Il s'agit du domaine climatique soudanien et du domaine climatique sahélien. En dehors de cette subdivision, l'influence océanique sur toute la façade ouest contribue à la création d'une variante littorale au niveau de chaque domaine climatique.

L'analyse des séries temporelles de la pluviométrie annuelle au Sénégal, par la méthode de l'écart moyen, a fait apparaître une variation interannuelle des hauteurs précipitées. Les résultats de l'application des tests statistiques aux séries pluviométriques montrent évidence une rupture vers la fin des années soixante, début des années 70. Des observations similaires ont été relevées par plusieurs études consacrées à l'évolution du climat au Sahel. Outre cette rupture qui sépare deux cycles d'évolution pluviométrique différents, une première période humide et une seconde période sèche, un répit de la sécheresse a été observée à partir des années quatre-vingt-dix. Ce constat nous a amené à considérer un troisième cycle d'évolution pluviométrique pour la décennie 1999-2010. Les déficits pluviométriques observés, après la rupture de 1969-1970, sont de l'ordre de 20 à 38%, ils sont plus importants dans la zone littorale où ils situent entre 24 et 40%, avec une variabilité interannuelle de la pluviométrie plus accentuée. Durant la période 1999-2010, les déficits par rapport à la période humide se sont amoindris pour se retrouver entre 3% et 12%. Le changement climatique a pu être ainsi, apprécié par son impact sur l'évolution de la pluviométrie qui peut être considérée comme une signature du climat.

Les eaux de surface : l'analyse de l'évolution des débits d'écoulement des systèmes hydrologiques a permis de mettre en évidence l'impact de la sécheresse sur ces derniers. Ainsi, une baisse concomitante de la puissance des crues a été observée, en réponse au déficit pluviométrique. Cette baisse a été immédiate, les variations interannuelles des précipitations se sont répercutées rapidement sur les débits des crues. Le déficit d'écoulement a persisté et semble s'installer à long terme, puisque malgré l'augmentation sensible de la pluviométrie à partir des années 90, les débits de crue sont restés déficitaires.

Les débits enregistrés à la station de Bakel ont montré que la quasi-totalité du volume annuel écoulé, transitait avant barrage, entre les mois de juillet et novembre, correspondant à la saison des pluies dans la zone climatique soudano-sahélienne. Les résultats de l'analyse de l'évolution des débits à Bakel, par la méthode de l'écart moyen interannuel, ont montré que la rupture observée dans les séries pluviométriques (années 1969-70), s'est répercutée sur les écoulements de surface. Les débits du fleuve Sénégal sont devenus inférieurs à la moyenne interannuelle. La baisse des écoulements de surface a concerné aussi bien les rivières et marigots, que les grands bassins fluviaux. Certains axes hydrauliques ont connu une réduction inquiétante de leur débit, parfois jusqu'au tarissement pendant la saison sèche ; ce fut le cas du fleuve Sénégal en 1984 à Bakel. Ainsi la plupart des vallées sont devenues sèches, ne fonctionnant que lors du drainage des eaux de ruissellement, issues des précipitations (vallée du Ferlo, du Baobalon au Sine Saloum etc...).

Après la mise en service des barrages de Diama et de Manantalli, l'écoulement du fleuve est géré de façon à satisfaire les besoins en eau pour différents usages, essentiellement, pour l'irrigation et la production d'énergie hydroélectrique.

Les eaux souterraines : Le concept de contrainte climatique des nappes phréatiques, qui illustre le processus de " sahélisation " (Albergel et *al.*, 1989) est ainsi mis en évidence à l'échelle du pays qui s'étend du domaine climatique sub-guinéen au Sud, au domaine climatique sahélien au Nord. L'analyse de l'évolution du niveau des nappes superficielles, sous contrainte climatique a montré le rôle essentiel des paramètres climatiques, notamment la pluie et l'évaporation, sur les fluctuations du niveau de ces nappes. L'intensité de l'action de ces paramètres sur les eaux souterraines superficielles s'accroît suivant le gradient climatique "Sud-Nord", conformément au gradient de péjoration du climat.

Dans la zone sub-guinéenne et soudanienne, l'évolution, à long terme des nappes phréatiques, a pu être simulée par la formule du flux net, qui utilise comme paramètres d'entrée la pluie et l'évaporation. Le bilan hydrologique montre une baisse du niveau des nappes dans

les zones basses où ce niveau est proche de la surface du sol ; et une conservation de la recharge dans les zones de plateau. En effet, du fait de la diminution de l'impact des facteurs climatiques en fonction de la profondeur, une tendance à la remontée interannuelle, du niveau de la nappe phréatique est observée. Cette remontée est, certes faible, mais suffisante pour une conservation des réserves en profondeur.

En zone sahélienne, l'action de l'évaporation sur les nappes devient plus intense et conduit à une reprise des réserves profondes, après l'épuisement du stockage pluvial. Il apparaît alors un trend d'épuisement à long terme de la ressource. Cette tendance, spécifique à la bande sahélienne, s'est accentuée au cours de la présente période de déficit pluviométrique. Cette baisse continue des réserves en eau souterraine, souvent très importante, est à l'origine de la rupture de l'équilibre hydrodynamique entre les eaux de surface et les eaux souterraines, par conséquent de l'assèchement de plusieurs vallées naguère humides.

Le delta du fleuve Sénégal : sous cette contrainte climatique, il s'est avéré indispensable de rechercher des solutions aux fins d'adaptation. Parmi ces solutions, la gestion des ressources hydriques encore disponibles par la construction de barrages, de réservoir d'eau et autres ouvrages de gestion. La situation hydrologique actuelle du delta du fleuve Sénégal en est une parfaite illustration. En effet, l'analyse de l'évolution de la situation hydrologique dans cette zone a permis de mettre en évidence le rehaussement des niveaux des plans d'eau dans tout le réseau hydrographique. Les écoulements sont devenus permanents à Diama amont depuis 2002, ce qui laisse supposer que la disponibilité de la ressource en eau ne devrait plus constituer un frein au développement agricole. Cependant, les agriculteurs sont parfois confrontés à des situations de déficit hydrique, qui dans ce cas serait lié à la gestion et non à la disponibilité de la ressource.

L'agriculture irriguée dans le delta du Sénégal a connu une évolution fulgurante après la mise en service des aménagements hydro-agricoles. D'abord très timide au début des années 70, l'agriculture irriguée a connu un développement rapide à partir de 1989, période à laquelle l'application de la politique de désengagement de l'Etat a permis d'affecter la gestion du foncier par les populations locales. La disponibilité des terres et l'accès aux financements facilité par la création de la Caisse Nationale de Crédit Agricole du Sénégal à Saint Louis (CNCAS) ont également contribué à l'accroissement considérable des aménagements agricoles dans le delta. Plusieurs périmètres privés (PIV) ont ainsi été créés, pour la riziculture sous submersion. Cependant, l'apparition précoce de périmètres dégradés a vite fait de mettre à nu les limites du système, rendant ainsi compte de la nécessité d'une bonne pratique de l'irrigation pour un

développement agricole durable. La dégradation rapide des terres cultivées, au bout de 4 à 5 années de cultures, par concentration du sel dans les horizons superficiels du sol est attribuée à plusieurs facteurs, notamment la salinité du sol liée à sa genèse, les apports d'eau d'irrigation et la proximité d'une nappe salée.

Cette problématique de la dégradation des terres irriguées a atteint un point tel qu'une politique de réhabilitation des périmètres dégradés a été initiée par l'Etat à partir de 1999 ; ainsi, plusieurs hectares de terres ont pu être récupérés.

L'analyse effectuée sur des extraits dilués de la solution du sol, montre malgré la faiblesse des concentrations, des caractéristiques chimiques essentiellement comparable à celle des eaux souterraines, à savoir un faciès le plus souvent chloruré sodique et magnésien, parfois sulfaté calcique. Ceci, montre le rôle prépondérant de l'invasion marine dans l'hydrogéochimie du delta. La possibilité de lessivage des sels dans les horizons superficiels par la pratique de la riziculture sous submersion a un effet bénéfique pour les sols des cuvettes de décantations, dans lesquelles la remontée capillaire de la nappe est bloquée durant toute la campagne rizicole. Ceci empêche la montée des sels dans la zone racinaire des plants durant toute la période de submersion. Cependant, le drainage des parcelles irriguées permettrait d'évacuer les sels et d'empêcher leur concentration en surface après évaporation.

La nappe superficielle du delta du fleuve Sénégal est une nappe complexe formée principalement par deux systèmes aquifères séparés par une formation semi-perméable discontinue permettant une relation directe entre les deux compartiments de la nappe. Les fluctuations du niveau piézométrique du système aquifère sont essentiellement sous l'influence des cours d'eau et de la percolation des eaux d'irrigation. Le rehaussement de la côte du fleuve, après la mise en service du barrage de Diama, a permis une remontée générale du niveau piézométrique de la nappe, pouvant atteindre 2 m au niveau de certains piézomètres. En plus, l'extension des superficies aménagées et l'intensification de l'agriculture irriguée ont largement contribué à la remontée des eaux souterraines dont le niveau devient sub-affleurant. Parfois des stocks d'eau d'irrigation se constituent à faible profondeur, généralement entre 0,5 et 1 m de profondeur.

Les paramètres physico-chimiques mesurés sur des échantillons d'eau de surface et souterraine, ont montré que les eaux de surface, à part les eaux de drainage de périmètres agricoles, sont faiblement minéralisées et ne représentent pas de danger immédiat pour les terres irriguées. Cependant, vu l'importance des quantités d'eau apportées pour irriguer un hectare de riz, les apports en sels ne doivent pas être négligés, car ces sels peuvent s'accumuler dans le

sol, conduisant à une salinisation progressive à long terme. Les faciès caractéristiques des eaux de surface sont : le faciès bicarbonaté calcique et magnésien pour les eaux des cours d'eau et chloruré calcique et magnésien pour l'eau de pluie.

Alors que les eaux souterraines sont caractérisées par une forte minéralisation, essentiellement de type chlorurée sodique. Le chlore et le sodium représentent à eux seuls 70% à 85% de la chimie des eaux souterraines pour la majorité des échantillons analysés. Ensuite, suivent dans l'ordre décroissant le magnésium, le calcium, et le potassium pour les cations et les sulfates, les bicarbonates et les carbonates pour les anions. Ainsi, à part le faciès chloruré sodique qui est le faciès dominant des eaux souterraines, il a été identifié un faciès chloruré calcique et magnésien pour un seul ouvrage, le PD ; de même un faciès chloruré calcique est identifié pour le micro-piézomètre M15.

La recherche de l'origine de la salinisation des eaux a conduit aux conclusions suivantes :

- la proximité de l'océan et donc, la présence d'embruns et d'aérosols marins intervient dans la minéralisation des eaux de pluie par dissolution de ces éléments ;
- Les eaux du fleuve et des cours d'eau doivent leur minéralisation à plusieurs sources, notamment les eaux de pluie, le substrat géologique et les rejets de toutes sortes ;
- Quant aux eaux souterraines, leur minéralisation est liée à une origine marine. En effet, elles peuvent être des eaux marines fossiles emprisonnées dans les sédiments nouakchottiens et inchiriens lors de leur mise en place. La salinisation, souvent plus importante que celle de l'eau de mer montre que ce sont là, des saumures primaires et/ou secondaires issues de l'évaporation de l'eau de mer suivie, par la suite, de phénomène de dissolution et de remobilisation des sels solubles. Ceci a conduit à cette concentration élevée en éléments chimiques ; par ailleurs, la faiblesse de la recharge par rapport à la reprise évapo-transpiratoire ne permet une dilution conséquente pouvant réduire la minéralisation.

L'analyse en composante principale a permis de confirmer l'origine marine des eaux souterraines de la nappe alluviale du delta avec une prédominance du sodium et des chlorures qui avec le magnésium constituent l'essentiel des éléments chimiques contenus dans les eaux. La remontée de ces eaux, au SAR très élevé, constitue une menace pour le développement de l'agriculture irriguée, du fait des risques liés à la salinisation des terres, particulièrement quand les pratiques agricoles ne sont pas bien menées et adaptées au milieu.

Enfin, le delta du fleuve Sénégal est un milieu très complexe, car aussi bien les fluctuations de la nappe alluviale, les caractéristiques hydrogéochimiques, la nature des sols

entre autres, évoluent de manière différente dans le temps et dans l'espace. Cette complexité du milieu physique empêche une spatialisation des résultats d'une étude effectuée dans un site et en un temps donné. Une étude ciblant une zone spatialement limitée constituerait une bonne approche pour des résultats significatifs et une bonne compréhension des différents phénomènes qui interagissent dans le delta du fleuve Sénégal.

En perspectives, il est envisagé à la suite de cette recherche de :

- Poursuivre l'analyse des interactions entre les différents types d'eau dans le delta par le renforcement du dispositif de mesure et l'acquisition automatique et continue de données précises ;
- Analyser les processus hydrogéochimiques à l'échelle de la parcelle dans le but de mettre en évidence les phénomènes responsables de la salinisation des terres irriguées.

BIBLIOGRAPHIE

- Aguiar L.A.A.** 2009 : Impact de la variabilité climatique récente sur les écosystèmes des Niayes du Sénégal entre 1950 et 2004. Thèse Doctorat en Sciences de l'environnement. Univ. Québec Montréal, 178p.
- Albergel J. et Valentin L.** 1989 : "Sahélisation" d'un petit bassin soudanien : Kogere Boulsa au Burkina Faso. Edition les Hommes Face aux Sécheresses.
- Albergel J. et Dacosta H.** 1996 : Les écoulements non pérennes sur les petits bassins du Sénégal. L'hydrologie tropicale : Géosciences et outil pour le développement (Actes de la conférence de Paris, mai 1995. IAHS Publ. N°238, 1996.
- Albouy Y. et Boulanger B.** 1980 : Les facteurs climatiques. ORSTOM 92 Collection de Référence M 9962 géoph. 59p.
- Ardoin-Bardin, S.** 2004 : Variabilité hydro-climatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne. Thèse de Doctorat (Mécanique, Génie mécanique, Génie civile). Ecole Doct. (Science de la terre et de l'univers) Univ. Montpellier II, 351p.
- Aubert G.** 1983 : Observations sur les caractéristiques, la dénomination et la classification des sols salés ou sols salsodiques. Cah. ORSTOM série pédo. Vol. xx n°1 1983 pp. 73-78.
- Bader J.C.** 1997 : Le soutien de crue mobile dans le fleuve Sénégal, à partir du barrage de Manantali. Hydrological Sciences-Journal-des-Sciences Hydrologiques 42 (6) décembre 1997, pp. 815-831.
- Bader J.C.** 2011 : Extrait de la monographie hydrologique du fleuve Sénégal (en cours de rédaction).IRD Montpellier France.
- Banton O., Bangoy L.M.** 1997 : Hydrogéologie. Multi-science environnementale des eaux souterraines. Presses de l'Université du Québec /AUPELF, 442p.
- Barusseau J.P., Duvail C., Noël B.J., Roger J. & Serrano O.** 2009 : Notice explicative de la carte géologique du Sénégal à 1/200 000, feuilles de Saint Louis – Dagana, Podor – Saldé, Matam - Semmé. Ministère des Mines, de l'Industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar, 55 pages.
- Bassot, J.-P.** 1966 : Etude géologique du Sénégal oriental et de ses confins guinéo-maliens. Mémoires du BRGM n° 40.

- Belghiti M.L., Chahlaoui A., Bengoumi D.** 2013 : Caractéristiques physico-chimiques des eaux de certains puits utilisés comme source d'eau potable en milieu rural de la région de Meknès (Maroc). Science Lib Editions Mersenne : vol. 5, n°130115 ISSN 2111-4706. 16p.
- Bellion Y.J.C. et Guiraud R.** 1984 : Le bassin sédimentaire du Sénégal ; Synthèse des connaissances actuelles. Plan Minéral de la république du Sénégal. BRGM et DMG Dakar éd. P. 4-63.
- Bellion Y.J.C.** 1987 : Histoire géodynamique post-paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudéni, Iullemmeden, Tchad). Univ. d'Avignon et des pays du Vaucluse.: 296 p.
- Boivin P.** 1995 : La dégradation des terres irriguées dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal. Fond documentaire ORSTOM cote B* 16915 Ex.1.
- Buishand T. A.** 1982 : Some methods for testing the homogeneity of rainfall records. J. Hydrol. 58, 11-27.
- Casenave A., Valentin C.** 1989 : Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. ISSN 1142-2580, ISBN : 2-7099-0984-7. 225 p. Editions de l'ORSTOM
- Castelain J.** 1965 : Aperçu stratigraphique et micropaléontologique du bassin du Sénégal. Historique de la découverte paléontologique. In coll. Int. de micropaléontologie, Dakar et mémoire BRGM n°32, pp.357-365.
- Chemesddine F., Boudoukha A., Rouabia A. et Salameh E.** 2009 : Caractérisation hydrogéologique des eaux du complexe aquifère Morsott-Laouinet (Région Nord de Tébessa, Sud-Est Algérien). *Afrique SCIENCE* 05 (2) (2009) pp 218-231. ISSN 1813-548X.
- Cissé B.** 2007 : Le grand projet d'émissaire de drainage des périmètres irrigués du delta du fleuve Sénégal.
- Cissé-Faye S.** 2001 : Nappe libre des sables Quaternaires. Thiaroye/Ber Thialane (Dakar, Sénégal). Etude de la Contamination par les Nitrates sur la Base d'un Système d'Information Géographique (PC ARC/INFO) 194p.
- Claude A.** 2007: Sensibilité d'hydrosystèmes côtiers particuliers aux variations millénaires du niveau marin au Sénégal. Master2 Sciences de l'Univers, Environnement, Ecologie. Univ. Pierre et Marie Curie, Ecole des Mines de Paris et Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts, 54p.
- Courel M. F.** 1984 : Etude de l'évolution récente des milieux sahéliens à partir des mesures fournies par les satellites". Thèse de Doctorat d'Etat es-lettres et sciences humaines à l'Université PARIS I. 407p.

Dabo W. 1992 : Bilan d'eau dans le delta du fleuve Sénégal. Cas des cuvettes du périmètre de Lampsar. Mém. Diplôme d'Ingénieur des travaux agricoles. ENCR Bambey, 56p.

Dabo M. 2011 : Tectonique et minéralisation aurifères dans les formations birrimiennes de Frandi-Boboti, boutonnière de Kédougou-Kéniéba, Sénégal. Thèse de Doctorat d'Etat ès-Sciences Naturelles, Univ. Cheikh Anta Diop Dakar. 206p.

Da Boit M. 1993 : Impact des aménagements hydro-agricoles sur la nappe superficielle de la basse vallée du fleuve Sénégal (Thiagar- Richard Toll – Dagana). Mém. D.E.A. Univ. Cheikh Anta Diop Dakar. Géologie- 94p.

Dacosta H. 1989 : Précipitations et écoulements sur le bassin de la Casamance.

Thèse 3^{ème} cycle Univ. Cheikh Anta Diop Dakar. Géographie- 274p.

Dacosta H., Konaté Y. K., Malou R. 2002 : La variabilité spatio-temporelle des précipitations au Sénégal depuis un siècle. FRIEND 2002-Regional Hydrology Bridging the Cape between Research and Practice (Proceedings for the Fourth International FRIEND Conférence held at Cape Town – South Africa –March 2002. I.A.H.S Publ. n° 274 – 2002.

Dao A., Kamagate B., Mariko A., Goula Bi Tié A. et Seguis L. 2010 : Variabilité climatique et réponse hydrologique du bassin versant transfrontalier de Kolondiéba au sud du Mali. European Journal of Scientific Research. ISSN 1450-216X Vol. 43 N° 4 (2010), pp 435-444.

Deckers J., Ceupens J.I. DeWachter, merckx R. et Diallo A. 1996 : Evolution de l'acidité dans les sols du delta du fleuve Sénégal sous influence anthropogène. Etudes et Gestion des sols, 3,3, 1996, pages 151-166.

Degallier R. 1969 : Interprétation des variations naturelles du niveau des nappes. Bul. BRGM (deuxième série). Section III, n°2-1969, p.7-56.

Diagana A. 1990 : Etudes des paramètres hydrodynamiques des aquifères de la basse vallée du fleuve Sénégal, entre Saint Louis et Podor. Mém. DEA Géologie Univ Cheikh Anta Diop Dakar, 62p.

Diagana A., 1994 : Etudes hydrogéologiques dans la vallée du fleuve Sénégal de Bakel à Podor : relations eaux de surface et eaux souterraines. Thèse 3^{ème} cycle Géologie Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 126p.

Diao, S.M. 1992 : Etudes des aquifères alluviaux de la vallée du fleuve Sénégal (secteur Rosso-Dagana-Lac de Guiers). Mém. DEA Géologie Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 71p.

Diaw, M. 2008 : Hydrogéochimie et isotopie des eaux de surface et des eaux souterraines de la nappe alluviale de la basse vallée du fleuve Sénégal : mécanisme de recharge et apport de la

télédétection et des SIG pour la cartographie de la zone. Thèse 3^{ème} cycle Univ. Cheikh Anta Diop Dakar. 193p.

Diaw M., Faye S., Stichler W., Maloszewski P. 2011: Isotopic and geochemical characteristics of groundwater in the Senegal River delta aquifer : implication of recharge and flow regime. Environ Earth Sci. DOI 10. 1007/s12665-010-0710-4.

Dieng M. 1965 : Contribution à l'étude géologique du Continental Terminal du Sénégal. Rapport BRGM, Dakar 65 A 27, 177p.

Dieng B. 1987 : Paléohydrogéologie et hydrogéologie quantitatives du bassin sédimentaire du Sénégal. Essai d'explication des anomalies piézométriques observées. Thèse d'Univ. Ecole Nationale des Mines de Paris. 172p.

Diluca C. 1976 : Etude hydrogéologique du Continental Terminal entre le Sine et la Gambie. Deuxième phase et rapport de synthèse, BRGM.

Dioh E., Dia A., Ngom P. M. 1998: Pétrologie du complexe volcanique calco-alcalin birrimien de Fouldé (partie septentrionale de la boutonnière de Kédougou, Sénégal). Bulletin de l'IFAN Ch. A. Diop, Dakar. T. 49, sér. A, n°2, 1997-1998, pp 5-32.

Diop A. 1998 : Salinité des sols de la moyenne vallée du fleuve Sénégal : zone de Mboyo, aspects morphologiques et géochimiques. Mém DEA Sciences de l'environnement, Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 54p.

Diop E.S. 1986 : Estuaires holocènes tropicaux, Etude de géographie physique comparée des rivières du sud : du Saloum (Sénégal) à la Méllacorée (République de Guinée. Thèse d'Etat Lettre. Univ. L. Pasteur Strasbourg, Tome I.

Diop E.S. 1990 : La côte Ouest-Africaine. Du Saloum à la Méllacorée (Rép. De Guinée). Editions de l'ORSTOM. Collection Etudes et Thèses Paris 1990, 379p.

Diouf M. B. 1989 : Sédimentologie et Géochimie des grès carbonatés quaternaires du littoral sénégal-mauritanien. Thèse de Doctorat Univ. Perpignan. 237p.

Doumouya, I. 1988 : Synthèse des propriétés de réservoir des électro-faciès sédimentologiques de l'aquifère maastrichtien : établissement d'un outil d'équivalence. Thèse 3^{ème} Géologie. Univ. Dakar, 127p.

D'Ouzouville N. 2002 : Contributions à l'étude hydro-géochimique du bassin versant de Kaluvelly, Sud-Est de l'Inde. DEA Hydrologie, Hydrogéologie, Géostatistique et Géochimie. Univ. Pierre et Marie Curie, Université Paris-Sud, Ecole des Mines de Paris et Ecole Nationale du Génie Rural des Eaux et des Forêts.

Elouard P. 1968 : Le Nouakchottien, étage du Quaternaire de Mauritanie. An. Fac. Sc. Dakar, 22, pp. 121-138.

Fall M. 1986 : Environnements sédimentaires quaternaires et actuels des tourbières des Niayes de la grande côte du Sénégal. Thèse 3^{ème} cycle. Univ. Cheikh Anta Diop Dakar. 136p.

Faye A. 1983 : Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique du Horst de Ndiass et de ses environs (Sénégal). Thèse 3^{ème} cycle géologie Univ. Dakar.

Faye A. 1994 : Recharge et paléorecharge des aquifères profonds du bassin du Sénégal. Apport des isotopes stables et radioactifs de l'environnement et implications paléohydrologiques et paléoclimatiques. Thèse Sciences Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 196p.

Faye S. 1995 : Modélisation hydrodynamique des nappes du littoral Nord entre Cayar et St Louis. Impacts des futurs prélèvements envisagés dans le cadre de l'approvisionnement en eau de Dakar et de ses environs. Thèse Doc. Ing. Univ Cheikh Anta Diop Dakar, 159P.

Faye S., Maloszewski P., Stichler W., Trimborn P., Cissé Faye S., Gaye C. B. 2005 : Groundwater salinization in the Saloum (Senegal) delta aquifer. Minor elements and isotopic indicators. Science of the Total Environment 343 (2005) p 243-259.

Flicoteaux R., Latil-Brun M.V., Michaud L. 1988 : Histoire de la subsidence post-rift du bassin côtier mauritano-sénégal-guinéen. Relation avec l'amincissement crustal pendant la période Jurassique à Crétacé inférieur. Comparaison avec l'évolution des marges péri-atlantiques au niveau de l'Atlantique Central et Equatorial (Côte Est des USA, sud Sahara, Côte d'Ivoire et plateau du Demerata). J. Af. Earth Sci. 7 (2), pp. 345-359.

Gac J.Y., Carn M., Saos J.L., 1986. : L'invasion marine dans la basse vallée du fleuve Sénégal. I - Période 1903-1980. Revue d'Hydrobiologie Tropicale, 19, 1, pp. 3-17.

Gac J.Y., Carn M., Saos J.L., 1986. : L'invasion marine dans la basse vallée du fleuve Sénégal. II - Période 1980-1983. Revue d'Hydrobiologie Tropicale, 19, 1, pp. 3-17.

Gac J.Y., Appray J.L., Labrousse B. 1990 : L'intrusion marine des eaux océaniques dans la basse vallée du Sénégal au cours du XX^{ème} siècle. Projet CEE (EQUESEN) Ts 2 0 198, F. EDB. Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), BP1386 Dakar Sénégal, 59p..

Gac J.Y., Cogels F.X., Appray J.L., Bouchez J.M., Duprey J.L., Labrousse B., Orange D. 1990 : Reconnaissance géochimique sur les eaux de la lame de submersion de la vallée du Ferlo (Sénégal)- Projet CEE (EQUESEN) TS2 0198 F EDB- ORSTOM B.P. 1386 Dakar Sénégal. 101p.

- Gac J.Y., Appray J.L., Labrousse B.** 1990 : L'intrusion des eaux océaniques dans la basse vallée du Sénégal au cours du XXème siècle. Projet CEE (EQUESEN) TS2 0198/F EBD-ORSTOM B.P. 1386 Dakar Sénégal. 59p.
- Gallaire A.** 1980 : Etude hydrologique du Marigot de Baïla. Campagne 1979/1980 ORSTOM Dakar 104p.
- Gaye C.B.** 1990 : Etude isotopique et géochimique du mode de recharge par les pluies et de décharge évapotranspiratoire des aquifères libres sous climat semi-aride au nord du Sénégal. Thèse Sciences Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 245p.
- Gonzalez A., Boudoux M., Hubert G.** 1977 : Etude par analyse en composantes principales des propriétés chimiques d'un sol forestier 10 ans après éclaircie. Can. J. Soil Sci. 57, pp 147-156.
- Gourcy L.** 1994 : Fonctionnement hydrogéochimique de la cuvette lacustre du fleuve Niger (Mali) : Bilan et suivi des flux hydriques, particuliers et dissous et des flux de méthane. Thèse Docteur ès sciences, Univ. Paris-Sud, U.F.R Scientifique d'Orsay N° d'ordre 3464, 341p.
- Hubert P., Carbonnel J., Chaouche A.** 1989 : Segmentation des séries hydrométéorologiques- application à des séries de précipitations et de débits de l'Afrique de l'Ouest. *J. Hydrol.* 110, p. 349-367.
- Illy P.** 1973 : Etude hydrogéologique de la vallée du fleuve Sénégal. Projet hydro agricole du bassin du fleuve Sénégal. Rapport RAF/65061. 158p.
- Joussaune S.** 1999 : Climat d'hier et de demain. CNRS édition Paris, 143P.
- Kane A.** 1985 : Le bassin du Sénégal à l'embouchure. Flux continentaux dissous et particuliers. Invasion marine dans la vallée du fleuve. Contribution à l'hydrologie fluviale en milieu tropical humide et à la dynamique estuarienne en domaine sahélien. Thèse de doctorat de 3^{ème} cycle Univ. Nancy, 205 p.
- Kane A.** 2002 : Dynamique spatio-temporelle et suivi des inondations dans la basse vallée et le delta du fleuve Sénégal. Séminaire international sur la Gestion Intégrée des Ressources Naturelles en Zones Inondables Tropicales (GIRN-ZIT), I.R.D., Bamako, Mali, 20 - 23 juin 2000. *Colloques et Séminaires de l'I. R. D.*, 2002, Orange D., Arfi R., Kuper M., Morand P., Poncet Y. (éd. Scient.), pp. 197-208, ISBN : 2-7099-1480-8.
- Kane C. A.** 1995 : Contribution à l'étude hydrochimique de la nappe des sables quaternaires du littoral Nord du Sénégal entre Kayar et Saint Louis. Thèse 3^{ème} cycle Géologie. Univ. Cheikh Anta Diop Dakar 120p.

Kerbaili-Bargaoui Z. 1990 : Modélisation stochastique des sécheresses annuelles et pluriannuelles. Thèse de Doctorat d'Etat, Faculté des Sciences de Tunis. Tunisie.

Khatib R., Ly A., Sow E. H., Sarr R. 1990 : Rythmes sédimentaires liés aux variations eustatiques globales au Campanien et Maastrichtien du Sénégal. Révision stratigraphique de la série du Crétacé terminal du Cap de Naze. R.C. Acad. Sci. Paris, 311, 2, pp. 1085-1095.

Khechana S., Derradji F., Mega N. 2011 : Caractéristiques hydrochimiques des eaux de la nappe phréatique de la vallée d'Oued-Souf (SE Algérien). European Journal of Scientific Research ISSN 1450-216X. Vol. 62 N°2 (2011), pp. 207-215.

Kigumbi A. 2006 : Modélisation hydrologique d'un bassin affecté par des changements d'occupation. Cas du Merguellil en Tunisie centrale. Thèse Doc. Génie Hydraulique. Univ. De Tunis El Manar, 199p.

Kloppmann W., Bourhane A., Asfirane F. 2011 : Méthodologie de diagnostic de l'origine de la salinité des masses d'eau. Emploi des outils géochimiques, isotopiques et géophysiques. BRGM/RP – 60026-Rapport final, 123p.

Kortatsi B. K. 2006 : Hydrochemical characterization of groundwater in the Accra plains of Ghana. Environ. Geol (2006) 50: pp. 299-311.

Kouakou K.E., Goula B.T.A. et Savane I. 2007 : Impacts de la Variabilité Climatique Sur Les ressources en eau de surface en zone tropicale humide: cas du bassin versant transfrontalier de la Comoé (Côte d'Ivoire - Burkina Faso). European Journal of Scientific Research, Vol.16, n°1 pp.31-43.

Lacharme M. 2001 : Le contrôle de la salinité dans les rizières. « Mémento Technique de Riziculture Coopération Française ». « Fascicule 9 » 17p.

Laraque A., Olivry J.C. 1996 : Evolution de l'Hydrologie du Congo-Zaïre et de ses affluents rive droite et dynamique des transports solides et dissous. L'hydrologie : géoscience et outil pour le développement (Actes de la conférence de Paris mai 1995). IASH Publ n° 2.38 pp 271-288.

Lebel T., Amani A., Cazenave F., Lecocq J., Elguero E., Greard M., Le Barbe H., Laurent H., D'Amato N., Robin J. 1996 : La distribution spatio-temporelle des pluies au Sahel : apports de l'expérience EPSAT-Niger. L'hydrologie Tropicale : géoscience et outil pour le développement (Actes de la conférence de Paris, mai 1995) IAHS Publ. N°238, 1996, pp.77-98.

Le Borgne J. 1988 : La pluviométrie au Sénégal et en Gambie. Univ. Chekh Anta Diop. FLSH. Départ. Géographie. Ouvrag publié avec l'aide du Ministère Français de la Coopération et la collaboration de l'ORSTOM, 96p.

Le Brusq J.Y. 1980 : Etude pédologique des cuvettes de la vallée du Lampsar. Multig. ORSTOM Dakar, Sénégal, 76p +annexes.

Le Brusq J.Y., Loyer J.Y. 1982 : Evolution de la salinité des sols et des eaux en relation avec la riziculture submergée dans le delta du fleuve Sénégal (Campagne 1981/1982/1983). ORSTOM/Dakar-Hann, 45p.

Le Brusq J.Y., Loyer J.Y., Mougenot B., Carn M. 1987 : Nouvelles paragenèses à sulfates d'aluminium, de fer et de magnésium et leur distribution dans les sols sulfates acides du Sénégal. Sc n°1987-3, vol 25, pp. 173-184.

Le Priol J., Dieng B. 1985 : Synthèse hydrogéologique du Sénégal. Ministère de l'hydraulique du Sénégal, Direction des études hydrauliques. Division hydrogéologique Dakar 77p.

Leroux M. 1983 : Le climat de l'Afrique tropicale.2 vol. 650p. Edition Champion Paris.

Le Roy X. 2004 : Agriculture irriguée et inégalités sociales dans la vallée du fleuve Sénégal. Actes du séminaire, novembre 2004, Montpellier France Cirad.

Lezine A. M., Saos J-L. 1986 : Paléohydrologie et paléoenvironnement d'un lac sahelien à l'holocène (Guiera – Sénégal) . INQUA / ASEQUA Sem Int Global change, Dakar 1996 - Travaux et documents ORSTOM Paris n° 197, pp 265-267

Loyer J.Y. 1989 : Dégradation saline des sols induite par l'irrigation. ORSTOM Paris (FRA) p. 531-539: 1 ill ; 14 réf. Cote: CD_E90 ELD 3803.

Loyer J. Y. 1989 : Les sols salés de la basse vallée du fleuve Sénégal. Caractérisation, distribution et évolution sous culture. Edition de l'ORSTOM : Collection Etudes et Thèses – PARIS 1989.

Lubès-Niel H., Masson J.M., Paturel J.E., Servat E. 1998 : Variabilité climatique et statistique. Etude par simulation de la puissance et de la robustesse de quelques tests utilisés pour vérifier l'homogénéité de chroniques. Rev. Sci. Eau 3 (1998) p 383-408.

Mahé G. 2006 : Variabilité pluie-débit en Afrique de l'Ouest et Centrale au 20^{ème} siècle : changements hydro-climatiques, occupation du sol et modélisation hydrologique. Mem. Habil. A Diriger des Recherches. Univ des Sciences et Techniques Montpellier 2. Ecole Doctorale 148 Terre Eau Espace. 159p.

- Malou R.** 1989 : Etude hydrogéologique de l'aquifère superficiel de la vallée de Baïla (basse Casamance) : Bilan hydrique 1987-1988. Mém DEA Univ. Cheikh Anta Diop Dakar 60p.
- Malou R., Mudry J., Saos J. L.** 1991 : Recharge pluviale de l'aquifère superficiel de Baïla (Basse Casamance, Sénégal) – Hydrogéologie n°2. 1991 pp 107 – 116.
- Malou R.** 1992 : Etude des aquifères superficiels en basse Casamance : un modèle de bilan hydrique. Thèse de doctorat de 3^{ème} cycle Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 113p.
- Malou R., Dacosta H., TANDIA A.A., GAYE A. et DIENE M.** -1999 : Etude de la vulnérabilité des ressources en eau aux changements climatiques dans la deuxième Communication Nationale du Sénégal. Dakar, Direction de L'Environnement et des Etablissements Classés (DEEC) : 89.
- Malou R.** -2004 : Impact du climat sur les ressources en eau souterraines en zone soudano-sahélienne. Thèse de doctorat d'Etat. Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 152p
- Malou R., Ngom F. D. et Dacosta, H.** 2008 : Le flux Net : un modèle de transfert hydrique en zone sous contrainte climatique. J. Sci. Vol 8, n°2 2008 pp 43-51.
- Malou R., Ngom F. D. et DACOSTA, H.** 2008 : Les fluctuations de nappe comme enregistreur de la dynamique de la mousson ouest africaine. Africa Geosciences Review, Special publication 2008/01- 02, pp 175-185.
- Martin A.** 1970 : Les nappes de la presqu'île du Cap Vert. Leur utilisation pour l'alimentation en eau de Dakar. Publ. BRGM, 50p.
- Maynard J.** 1960 : Etudes pédologiques dans la vallée alluviale du Sénégal – MAS div. Agronomique, bull. n°122.
- Michel P.** 1959 : L'évolution géomorphologique des bassins du Sénégal et de la haute Gambie. Ses rapports avec la prospection minière. Rev. Géom. Dyn., X, n°5-12, mai-déc., p.117-43
- Michel P.** 1973 : Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie : Etude géomorphologique. Mémoires ORSTOM n°63, 3 tomes, 752p
- Michel P., Sall M.** 1984 : Dynamique des paysages et aménagement de la vallée alluviale du Sénégal. Ecologie et développement (6), p/ 89-109.
- Michel R. et al.** 2002 : Les tests statistiques : Intérêt, Principe et Interprétations. Med Trop. 62 (2002) p 561-563.
- Monciardini C.** 1966 : La sédimentation éocène du Sénégal. Mem. BRGM, 65p.
- Ndiaye A.** 2004 : Dynamique fluviale et évolution morpho-sédimentaire de l'estuaire du fleuve Sénégal après la mise en eau du barrage de Diama. Thèse de Doctorat de 3^{ème} cycle. Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 104p.

- Ndiaye B., Molénat J., Ndoye S., Boivin P., Cheverry C., Gascuel-Odoux C.** 2008 : Modélisation du transfert de l'eau et des sels dans les casiers rizicoles du Delta du fleuve Sénégal. *Revue des Sciences de l'eau/ Journal of Water Science*, vol. 21, n°3, 2008, p. 325-336.
- Ndiaye M. et Ngom S.** 2006 : Modélisation de la nappe du Maastrichtien dans la zone de Touba. Mém. D'ingénieur ESP/UCAD 116p.
- Négrel Ph., Petelet-Giraud E., Barbier J., Gauthier E.** 2003 : Surface water-groundwater interactions in a alluvial plain : Chemical and isotopic systematic. *Journal of Hydrology* 277 (2003), pp. 248-267.
- Ngom F. D.** 2000 : Caractérisation des transferts hydriques dans le bassin de la Néma au Sine Saloum. Thèse 3^{ème} cycle Géologie. Université Cheikh Anta Diop de Dakar (UCAD, 130p. Dakar (Sénégal).
- Ngom F.D., Malou R., Dacosta H.,Mendy A.** 2002 : Contrainte climatique des nappes d'eau souterraines en zone soudano-sahélienne: cas de la nappe phréatique du bassin de la Néma dans la région du Sine au centre ouest du Sénégal." *AJST Vol. 3* (N° 1): 7 Pages.
- Ngom F.D., Malou R., Dacosta H., Ackpo L. E.** 2006 : Evolution latitudinale des transferts hydriques en zone soudano sahélienne. Com. Gulf of Guinea Geoscience Congress (GGGC), 8-10 novembre 2006 Kribi-Cameroun.
- Ngom F.D., Dacosta H., Diaw M., Malou R et Akpo L. E.** 2008 : Impacts des aménagements hydro-agricoles sur les ressources en eau du delta du fleuve Sénégal. 13th World Water Congress Montpellier- France. 1^{er} au 4 Septembre 2008.
- Niang A.** 1990 : Bases de données hydrogéologiques. Analyses critique des données. Exemple de traitement en vue de la surveillance piézométrique et chimique des nappes du Quaternaire de la Presqu'île du Cap-Vert. Mém. DEA, Univ. Dakar, 70p.
- Noél Y.** 1975 : Etude hydrogéologique du Continental Terminal de Sine Gambie (1ère phase). Rapport BRGM, Dakar, 75p.
- Nonguierma A.** 1996 : Synthèse hydrologique du bassin versant de Baïla (basse Casamance) de 1980 à 1990. Mém. DEA Univ Cheikh Anta Diop Dakar 78p.
- Olivry J.C.** 1987: Les conséquences durables de la sécheresse actuelle sur l'écoulement du fleuve Sénégal et l'hypersalinisation de la Basse Casamance- Veille Climatique Satellitaire (FRA). 1987, N°17, p31-39.

Olivry J.C. 1994 : De l'évolution de la puissance des crues des grands cours d'eau intertropicaux d'Afrique depuis deux décennies. Dossier de la revue de géographie alpine n°12, p 101-108.

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.

Pagny P. 1981 : Climatologie et hydrologie fluviale. Annales de Géographie, Volume 90, Numéro 502, P. 652-656.

Paturel J.E., Servat E., Kouamé B., Boyer J. F., Lubès-Niel H., Masson J. M. 1996 a : Procédures d'identification de « ruptures » dans les séries chronologiques-modification du régime pluviométrique en Afrique de l'ouest non sahélienne. (Actes de la conférence de Paris, mai 1995) I.A.H.S n°238. 1996.

Paturel J.E., Lubès H., Servat E., Delattre M.O. 1996 b : Etude des séries pluviométriques de longue durée en Afrique de l'ouest et centrale non sahélienne. XII^{èmes} journées hydrologiques de l'ORSTOM Montpellier, 10-11 octobre 1996.

Pernes-Debuyser A., Tessier D. 2002 : Influences des matières fertilisantes sur les propriétés des sols : cas de 42 parcelles de l'INRA à Versailles. Etude et Gestion des sols volume 9, 3, 2002, pp 177-186.

Rabemanana V., Albouy Y., Wackermann J.M. 2001 : Exemples d'interprétation de données hydrochimiques basée sur la conductivité électrique des solutions. 3^{ème} Colloque GEOFCAN, 25-26 septembre 2001 à Orléans, pp. 39-42.

Rapport BRGM. 2011 : Vers une Gestion Concertée des Systèmes Aquifères Transfrontaliers. Partie II : Analyse de quelques cas de forts enjeux. Académie de l'Eau, BRGM, AFD, UNESCO. 148p.

Renard B. 2004-2005 : Probabilités et statistiques appliqués à l'hydrologie. Cours master Lyon.

Richter B. C., Kreitler C.W. 1971 : Geochemical techniques for identifying sources of groundwater salinisation.

Ritz R., Flicoteaux R. 1985 : Prospection tellurique à travers le bassin méso-cénozoïque sénégalais. Bull. soc. Géol. Fr., 6, pp. 891-899.

Rochette C. 1974 : Le bassin du fleuve Sénégal- Monographies hydrologiques ORSTOM N°1. 450p.

SAED/DPDR, 1998 : Suivi des piézomètres dans le delta du fleuve Sénégal. Bulletin technique n°15. Projet gestion de l'eau Coopération Scientifique KULeuven-SAED. 70p.

Sall M. 2006 : Crue et élévation du niveau marin à Saint-Louis du Sénégal : impacts potentiels et mesures d'adaptation. Thèse Docteur Géographie Univ. du Maine, 332p.

Samba ép. Diène R. 1998 : Riziculture et dégradation des sols en vallée du fleuve Sénégal : Analyse comparée des fonctionnements hydro-salins des sols du delta et de la moyenne vallée en simple et double riziculture. Thèse Docteur-Ingénieur, Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 157p.

Saos J. L., Coguel F. X., Casta L., Faure M., Faure H., Gac J. Y. 1982 : Etude préliminaire de deux sondages dans les sédiments holocène du lac de Guiers (Sénégal) - Cahier ORSTOM sér. Géol., n° 1, 1981-1982 pp 61-71

Saos J.L., Zante P. 1984 : Le Bouchon-barrage de Kheune : son influence sur les eaux de la nappe alluviale et du fleuve Sénégal. Campagne 2984- ORSTOM B.P. 1386 Dakar Sénégal. 32p.

Saos J. L., Kane A., Carn M. et Gac J. Y. 1984 : Persistance de la sécheresse au sahel : Invasion marine exceptionnelle dans la vallée du fleuve Sénégal. Société géologique de France X. RAST (Gd) 1984 : 499 p.

Saos J. L., Dacosta H., Olivry J. C. 1987 : Le marigot de Baïla (Basse Casamance). Pluviométrie et écoulement de 1983 à 1986 – ORSTOM Dakar Décembre 1987, 55 p.

Saos J. L., Diagana A., Thiébaux J. P. 1993 : Relation eau de surface eau souterraine dans la vallée alluviale du fleuve Sénégal – Rapport de synthèse programme EQUSEN (Programme CEE/ORSTOM n° TS2 0198-F), ORSTOM Dakar oct 1993, 36 P.

Sarr R. 1995 : Etude biostratigraphique et paléoenvironnementale des séries d'âge Crétacé terminal à Eocène moyen du Sénégal occidental. Systématiques et migration des ostracodes. Thèse Doctorat ès Sciences, Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 335p.

Seck M. 2003 : Inondation à l'embouchure du fleuve Sénégal : hydraulique fluviale et aménagements. E.I.E.R./ Burkina Faso. DESS en hydraulique e Aménagement. Géographie. de Paris, mai 1995) I.A.H.S n°238. 1996.

S.E.D.A.G.R.I. 1973 : Etude hydro agricole du bassin de fleuve Sénégal. Etude pédologique, SEDAGRI paris France.

Sène S., Ozer P. 2002 : Evolution pluviométrique et relation inondations-événements pluvieux au Sénégal. Bull. de la Société géographique de Liège, 42 (2002) pp. 27-33.

SGPRE 1994 : Bilan diagnostic des ressources en eau du Sénégal. Projet MH/PNUD/DADSG-SEN/87/006. "Planification des ressources en eau"

Sow C. S. 1996 : Etude de la variabilité spatiale de la pluviométrie en région sahélienne. L'hydrologie Tropicale : géoscience et outil pour le développement. (Actes de la conférence

- Sow E.** 1992 : Etude sédimentologique et révision chronostratigraphique du Crétacé Terminal du Horst de Ndiass (Sénégal occidental). Thèse 3^{ème} cycle, option sédimentologie, Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 131p.
- Sow E.** 2001 : Le quaternaire récent du Sénégal occidental (lac Retba et Tanma ; estuaire de la Casamance). Implications eustatique et paléoclimatiques des Diatomées. Thèse Doctorat ès Sciences, Univ. Cheikh Anta Diop Dakar, 168p.
- Templeton R.S.N. 1971 : The geology of the continental margin between Dakar and Capes Palmas “ in the geology of the East atlantic occidental margin” F.M. DELANEY, Ed. G. Brit. Inst. Geol. Sci. Rep., 70/16, p. 43-60.
- Théveniaut H., Ndiaye P.M., Buscail F., Couéffé R. Delor C., Fulgraf T. et Goujou J.C.- 2010 : Notice explicative de la carte géologique du Sénégal Oriental au 1/500 000. Ministère des Mines, de l'industrie et des PME, Direction des Mines et de la Géologie, Dakar.
- Touzi S.** 1998 : Formalisation des échanges fleuve-nappe en présence de zones d'inondation des crues du fleuve Sénégal. Mém. DEA. Sciences de l'eau dans l'environnement continental. ORSTOM / ENGREF, 59p.
- Travi Y.** 1988 : Hydrogéochimie et hydrologie isotopique des aquifères fluorurés du bassin du Sénégal. Origine et condition de transport du fluor dans les eaux souterraines. Thèse Sciences Univ. Paris-Sud 216p.
- Van Lavieren, B. et Van Wetten, J.** 1988: Profil de l'environnement de la vallée du fleuve Sénégal. Direction Générale de la Coopération au Développement (DGIS). Pays Bas, 159p.
- Viaut A.,** 1964 : La météorologie du navigant. Blondéy le Rougery, Paris, 295p.
- Yousfi, M., Aranyossy, J.F., Djermoum, B. et Fontes, J.C.-**1985 : Etude isotopique des mouvements de l'eau en zone non saturée sous climat aride (Algérie). Tech. Doc. IAEA ; n°357, 161p.