

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



**Thèse de Doctorat ès Sciences Naturelles
(Hydrogéologie)**

Présentée par

Raymond MALOU

**IMPACT DU CLIMAT SUR LES RESSOURCES EN EAU SOUTERRAINES EN
ZONE SOUDANO-SAHELIENNE**

**Soutenue publiquement le 17 décembre 2004
devant le jury composé de :**

MM. Ousseynou DIA	Président	UCAD
Jacques MUDRY	Directeur de thèse	Univ. de Franche Comté, Besançon
Jean-Luc SAOS	Rapporteur	IRD (Montpellier)
Mme Isabelle NIANG- DIOP	Rapporteur	UCAD
MM. Abdoulaye FAYE	Examineur	UCAD
Raphaël SARR	Examineur	UCAD
Papa Moussa NDIAYE	Examineur	UCAD

Année Universitaire 2004-2005

Avant propos

C'est en 1988 que le professeur Jean Jacques Collin, alors responsable du troisième cycle de Géologie Appliquée (Mention Hydrogéologie) au Département de Géologie de l'Université Cheikh Anta Diop de Dakar (UCAD), me conduisit à l'ORSTOM (actuel IRD) pour une visite au laboratoire de géologie de cette prestigieuse structure de recherche. Là, je connus le Docteur Jean Luc Saos, alors responsable du dit laboratoire, qui accepta de me faire travailler sur la problématique du bilan hydrique dans un petit bassin margino-littoral, le bassin versant de Baïla en Basse Casamance, dans lequel il conduisait un programme de recherche sur les relations eaux de surface/eaux souterraines.

Ce fut là, sans que nous ne le présagions, le début d'une longue pérégrination, certes, parsemée d'embûches mais tout à fait passionnante et qui, très vite, se mua en une carrière de recherche. La recherche du déterminisme du bilan hydrique dans un contexte de climat hostile va, pour ainsi dire, forger notre admiration pour la recherche scientifique et technique, ce que nous sommes, à ce jour, devenus, un enseignant-chercheur tout court.

Ce qu'il est convenu d'appeler l'itinéraire d'un chercheur et qui fut entamé, avec patience et méthode, à la fin de la décennie 1980, sera ponctué d'un certain nombre d'étapes, allant de la Casamance des profondeurs au fin fond du Ferlo en passant par le Sine et le Saloum et ceci tour à tour (quelques fois simultanément), sous la direction d'hommes de sciences avérés que sont Jean Jacques Collin, Jean Luc Saos, Jacques Mudry, Oussaynou Dia, Cheikh El Bécaye Gaye, Abdoulaye Faye, Jean Albergel, Jean Claude Olivry. Ce fut là autant d'étapes d'une haute portée scientifique, qui ont sans conteste, forgé notre carrière de chercheur.

Tour à tour et simultanément (de 1988 à nos jours) cette recherche a eu pour cadre le Département de Géologie de l'UCAD, le laboratoire d'hydrogéologie des centres ORSTOM (actuel IRD) de Dakar, le laboratoire d'hydrologie du centre ORSTOM de Montpellier, le laboratoire d'hydrochimie de l'université de Franche Comté à Besançon.

Sur le terrain les prémices de ces recherches ont eu pour cadre la Basse Casamance, où nos préoccupations ont porté sur l'établissement du bilan hydrologique de la nappe du Continental Terminal, nappe présente dans la quasi-totalité du bassin sédimentaire sénégalais. Les travaux menés, dans ce cadre, ont conduit, en 1989, à la rédaction d'un mémoire de DEA (Malou R. 1989) dont les conclusions ont affirmé la prévalence des fluctuations saisonnières attestant ainsi l'impact du climat sur la ressource en eau souterraine. Il a particulièrement été noté le caractère déficitaire du bilan hydrologique annuel qui confirme les processus de "sahélisation" des milieux tropicaux (Albergel J., Valentin L. 1989) fortement marqué dans les nappes phréatiques par une baisse d'environ 7 m du niveau piézométrique en vingt ans, soit une progression annuelle d'environ 35 cm.

Ces résultats, corroborés par les travaux antérieurs dans la zone de Sédhiou-Marsassoum en Haute et Moyenne Casamance (Le Priol J. 1983; Saos J. L., Dacosta H. 1987), nous ont poussé à orienter nos investigations vers la recherche des processus d'échange hydrique entre la nappe et l'atmosphère en vue de la mise au point d'un modèle de gestion efficiente des ressources hydriques. Cet ambition de recherche s'est traduite en 1992 par la présentation du modèle de fluctuation des nappes, modèle du Flux Net (Malou R. 1992)

Ce modèle, fonctionnel à l'échelle de la station, demandait cependant à être spatialisé, afin de jouer pleinement le rôle qui lui est assigné, celui de la gestion efficiente des ressources en eau.

Cette nouvelle donne impose, l'on en convient, la conduite de recherches à des échelles spatio-temporelles, ce qui nous occupa de 1993 à nos jours.

Cette recherche qui exige moyens, endurance, opiniâtreté, patience, et force de caractère, nous a fait cheminer de la Casamance au Ferlo en passant par la Sine et le Saloum, à la quête de l'information, celle susceptible de nous conduire à bon port, à savoir la modélisation des transferts hydriques en zone climatique déficitaire. Ce fut long et ardu mais nous nous y sommes engagés, fermement et résolument.

Que ceux la dont cette longue marche a, sans nul doute, porté préjudice, particulièrement mon père, Jean, (disparu, chemin faisant), ma mère, bravant encore avec opiniâtreté les contrecoups de ce long périple, ma femme et mes enfants, veuillent bien m'être indulgents pour les peines endurées et les sacrifices consentis.

Préambule

L'eau est, selon (Besancenot J. P. 1996), la ressource d'où est issue la vie, il y a 4 milliards d'années, mais aussi l'élément d'où risque de venir la mort généralisée à une échéance que chacun redoute désormais mais que nul ne se hasarde encore à pronostiquer. Constituant principal de la matière vivante et régulatrice de l'équilibre hydro-minéral des organismes vivants, l'eau est à la base des grandes fonctions vitales. Elle n'est donc pas Source de vie mais la vie elle-même comme le disait Descartes. «Eau de la nature», cette ressource joue un rôle de tout premier plan dans les propriétés du sol et le façonnement des paysages. A ce titre, elle détermine la nature et l'évolution des écosystèmes et redistribue les ressources naturelles à travers le globe.

Etroitement liée au type de climat, qui en détermine l'état (gazeux, liquide ou solide), le dynamisme et la disponibilité à travers les grands réservoirs planétaires (océaniques, atmosphérique et continentaux), l'eau est et demeurera une ressource quasi ingérable. Son abondance ou sa rareté entraîne des perturbations en chaîne des écosystèmes naturels ainsi que des politiques de développement socio-économique. En un mot, l'eau est cette ressource qui contribue à la prospérité mais aussi au déclin des grandes civilisations.

L'évolution, en cours ou suspectée, du climat dans les prochaines décennies entraînera, sans conteste, des bouleversements aux conséquences très dommageables à l'échelle planétaire. Au chapitre des paramètres écologiques, dont l'évolution entraînera des conséquences fâcheuses, figure la ressource en eau, particulièrement dans la ceinture tropicale où elle constitue le principal facteur climatique. Au Sahel, en particulier, le déficit hydrique se positionne comme étant la calamité naturelle de cette évolution du climat comme en témoigne la sécheresse que traverse cette zone depuis plus de trois décennies. De l'avis général, ceci est sans aucun doute, le prélude du grand bouleversement climatique attendu au cours du troisième millénaire (GIEC 1990).

Remerciements

A l'issue de ce travail, j'adresse mes remerciements à tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué à son aboutissement. Tous les collègues du Département en sont les premiers récipiendaires. La liste des contributions est longue et ne saurait faire l'objet d'un inventaire exhaustif.

Je ne saurais, cependant, passer sous silence les services rendus par les publiques, chargés de la collecte et de la gestion des ressources naturelles tels que la Direction de la Gestion et de la Planification des Ressources en Eau (DGPRE), la Direction de l'Environnement et des Etablissements Classés (DEEC) ainsi que d'autres organismes internationaux tels que le PNUD, la CARITAS, l'IUCN, dont l'appui, en terme d'acquisition de données a été un élément déterminant.

Ces remerciements vont également à l'adresse de ma propre famille et de tous mes proches, dont l'aide précieuse et la compréhension ne m'ont jamais fait défaut ainsi qu'à toute la communauté scientifique, d'une manière générale, dont l'appui scientifique et technique ont permis d'arriver au terme ce travail.

Résumé

La problématique de l'impact du climat sur les ressources en eau souterraine a toujours été un sujet de préoccupation, particulièrement dans les régimes climatiques semi-arides à arides, où l'approvisionnement en eau des populations pose un véritable problème de développement. Dans ces zones caractérisées par un déficit hydrologique, les plans d'eau superficielle ou de sub-surface (nappes phréatiques) font souvent l'objet d'intenses reprises évaporatoires.

Le Sénégal, situé en zone de bassin sédimentaire, dispose d'importantes nappes phréatiques, qui connaissent, de nos jours, une forte instabilité de niveau et appelle à un examen attentif de leur évolution en rapport avec la variabilité climatique.

Les recherches, dont les principaux résultats sont, ici exposés, ont été menées dans cet objectif, le long du gradient pluviométrique nord-sud du pays.

Elles ont montré que les nappes phréatiques du complexe terminal sont sous forte contrainte climatique, du Sud au Nord du pays, où l'on va d'un milieu relativement humide (au-delà de 1000 mm de pluie annuelle) à un milieu quasi aride (entre 500 et 100 mm). Cette contrainte se traduit par des fluctuations saisonnières du niveau des nappes phréatiques qui traduisent des processus de stockage et de déstockage des eaux pluviales dans les réservoirs aquifères.

Ces fonctions de transfert hydrique entre les réservoirs souterrains et l'atmosphère, revêtent un caractère différent de part et d'autre de l'isohyète 500 mm, qui constitue la limite sud du domaine sahélien.

Sous les climats relativement humides (domaines soudano-guinéen et soudanien) il s'établit un équilibre dynamique entre les flux entrants et sortants, de sorte que les réserves profondes ne sont pas affectées à l'échelle interannuelle. Les nappes se rechargent au cours de la saison humide et se déchargent pendant la saison sèche et le bilan hydrologique est quasi nul à l'échelle saisonnière.

Au-delà de cette ligne d'égale précipitation (l'isohyète 500 mm), en zone sahélienne, cet équilibre dynamique est rompu en faveur de l'évaporation qui entraîne une baisse continue du niveau des nappes.

Cette influence du climat sur les nappes phréatiques est conforme au concept du flux net (Malou R. 1992; Malou R. 1996; Malou R., Dacosta H., TANDIA A.A., GAYE A., DIENE M. 1999) qui permet de simuler les fluctuations d'une nappe à l'échelle de la station.

Mots clés : nappe phréatique, contrainte climatique, zone soudano-sahélienne, déficit pluviométrique, contrainte climatique des nappes d'eau souterraines, modèle du flux net.

Introduction

De 1988 à nos jours, nos activités de recherche ont porté, sur la thématique des transferts hydriques avec, comme préoccupation majeure, la recherche de l'impact du climat sur les ressources en eau. Cette thématique a, au cours du temps, évolué en trois phases que sont :

- La recherche du bilan hydrique à l'échelle du bassin versant,
- La modélisation des transferts hydriques en zone climatique déficitaire,
- La recherche de l'impact du climat sur les ressources en eau souterraine.

Ces différents thèmes ont fait l'objet de valorisations scientifiques sous forme de mémoires, de rapports scientifiques ou de publication dans des revues scientifiques (Malou R. 1989; Malou R. 1990; Malou R. 1991; Malou R. 1992; Liéno G. 1996; Malou R. 1996; Nomguierma A. 1996; Ngom F. D. 2000; Ngom F.D., Malou R., Dacosta H. ,Mendy A. 2002). Le domaine concerné par ces recherches couvre tout le bassin sénégalais, en plein processus de "sahélisation" (Dacosta H., Konaté Y. K. ,Malou R. 2002).

Le présent mémoire, vise à capitaliser cet important effort de recherche par la caractérisation de l'impact du climat sur les ressources hydriques. Il définit les processus d'un modèle opérationnel du bilan hydrologique à base climatique.

Les investigations qui ont été menées dans le cadre de ce travail ont été conduites avec le souci principal de rechercher la signature phréatique du climat. A ce titre, des observations, mesures et échantillonnages de la nappe phréatique et des écoulements de surface ont été effectués, du nord au sud, le long du gradient pluviométrique méridien du Sénégal. L'échelle spatiale de travail retenue est celle du petit bassin versant où il est aisé d'étudier la relation eau de surface/eau souterraine et ainsi d'apprécier l'impact du climat sur la ressource hydrique par une analyse spatio-temporelle de son évolution.

Soulignons que dans ce long processus une large place a été donnée à la formation par la recherche comme en témoignent les stages de formation à la recherche à l'ORSTOM (stage de formation de 1988 à 1992, contrat de recherches associées de 1992 à 1993) et la conduite de programmes de recherche (projet Aire développement de 1996 à 2000, projet de recherche ENERBAR en collaboration avec l'ISRA en 1997, projet Jeune Equipe de recherche de l'AUPELF de 1998 à 2002).

La nappe phréatique du Continental Terminale du bassin sédimentaire sénégalais a ainsi, au travers de ces différentes activités de recherche, fait l'objet d'un suivi minutieux notamment dans les bassins versants de Baïla (en Basse Casamance de 1988 à 1992), de la Néma (au Sine Saloum de 1993 à nos jours) et de la cuvette de Nianga (dans la vallée du fleuve Sénégal en 1993).

Ces données ainsi recueillies de manière partielle et discontinue dans le temps et dans l'espace sont malgré tout très insuffisantes lorsqu'il s'agit de donner un aperçu détaillé du comportement hydro-climatique des nappes phréatiques dans leur ensemble. Aussi, la base de données triées et mise à jour du SGPRE (Service de Gestion et de planification des ressources en eau) du Ministère de l'Hydraulique a-t-elle été utilisée notamment dans la caractérisation de la réponse hydro-climatique des nappes du littoral nord et de la vallée du fleuve Sénégal.

Ceci a donc permis d'optimiser la taille du fichier de données indispensables à l'analyse de l'évolution de la ressource en eau en rapport avec le climat.

Les principaux paramètres ayant permis ces caractérisations hydro-climatiques de la nappe phréatique sont le niveau statique et la charge minérale globale. Ces paramètres ont été recherchés à travers des observatoires hydrologiques constitués par des piézomètres, des puits villageois et des stations hydrométriques répartis dans les différentes zones de l'étude, notamment les bassins versants du Baila et de la Néma.

Le présent document, qui fait l'économie de toute cette activité de recherche, est structuré en trois parties :

1. Une première partie présentant les contextes géologique, hydrogéologique et climatique du pays,
2. Une deuxième partie introduisant les mécanismes généraux du climat et les processus de son évolution actuelle, aussi bien à l'échelle globale que locale.
3. Une troisième partie qui aborde dans le détail le fonctionnement des nappes du complexe terminal dans les trois grandes zones climatiques du bassin sédimentaire sénégalais.

La première partie, qui traite des aspects généraux, a pour objectif de rappeler les contextes physiques des nappes d'eau souterraine. L'analyse détaillée des différents réservoirs et du climat local permet de comprendre leurs rôles respectifs dans le processus d'évolution des nappes. En l'occurrence les nappes du complexe terminal, dont l'évolution dans le temps semble plutôt relever de la contrainte climatique que des caractéristiques hydrodynamiques du réservoir.

L'analyse détaillée du contexte climatique, notamment la décroissance pluviométrique sud-nord et le zonage climatique permettent de comprendre davantage le rôle que joue la variable climatique dans le processus d'évolution de la ressource en eau souterraine qui joue un rôle de tout premier plan dans l'hydraulique villageoise.

La deuxième partie, relative à la variabilité climatique à l'échelle globale et locale permet de mieux appréhender ce rôle du climat dans l'évolution des stocks hydriques dans le pays. L'analyse de l'évolution hydrologique avant et après la rupture pluviométrique des années 1970 permet de mettre en relief l'évolution du climat local vers un changement durable des disponibilités en eau dans le pays.

La troisième partie aborde, dans le détail, le fonctionnement des nappes du complexe terminal dans chacune des grandes zones climatiques du pays. Elle a pour objectif de relever la signature du climat dans le processus d'évolution de la ressource en eau et de déterminer l'intensité de cet impact par zone climatique.

PREMIERE PARTIE : CADRE PHYSIQUE

I. CONTEXTE CLIMATIQUE

Introduction

Le Sénégal est situé dans la partie la plus occidentale de l'Afrique, entre les latitudes 12°18' et 16°41' nord et les longitudes 11°21' et 17°32' ouest. Selon la nomenclature de Leroux (Leroux M. 1983) le pays dispose de deux bandes climatiques tropicales disposées de part et d'autre de la latitude de Dakar avec, au nord un domaine sahélien et au sud un domaine soudanien. Ces bandes climatiques à disposition latitudinale sont altérées, sur le littoral, par des variantes azonales dues à l'influence de l'alizé maritime en provenance de l'anticyclone des Açores.

Hors du littoral, le pays est sous l'influence de deux masses d'air. D'une part l'alizé continental (harmattan) en provenance de l'anticyclone maghrébin, qui souffle sur le pays pendant la saison sèche, et de l'autre la mousson issue de l'anticyclone de Saint Hélène (dans l'Atlantique Sud) et qui apporte la pluie entre les mois de mai et d'octobre.

1.1. Mécanisme des précipitations au Sénégal

Le Sénégal connaît deux saisons bien marquées (une saison sèche et une saison pluvieuse) dont l'alternance est déterminée par la dynamique de la mousson qui comprend, au cours de son déploiement en Afrique occidentale (Casenave A. ,Valentin C. 1989) quatre grandes zones (fig. 1) :

A l'avant du front intertropical (FIT) se trouve une zone dite (A) correspondant au domaine d'influence des alizés. Cette zone s'étend sur l'ensemble du Sénégal, approximativement, entre les mois d'octobre/novembre et de mai/juin définissant ainsi une longue saison sèche.

A l'arrière immédiat du F. I. T, bien que l'hygrométrie au sol soit assez élevée, le développement nuageux demeure faible et ne permet pas la génération des pluies. Il s'agit là de la zone (B) de la mousson qui se déploie sur une distance de 300 à 400 Km,

Plus en arrière, au sud de cette zone (B), se trouve la zone (C), qui est le niveau d'épaississement maximal de la mousson. Cette zone correspond à la saison pluvieuse où se développent trois types d'averses liées à la mise en place des lignes de grain selon un axe est-ouest. Les premières averses, très brèves et de faible intensité, sont issues de lignes de grain se formant entre 700 et 800 m d'altitude. Ce type d'averse concerne la partie nord du Sénégal où prévaut un climat de type sahélien au nord de l'isohyète 500 mm. Lorsque l'épaisseur de la mousson atteint 2000 m d'altitude, les averses deviennent assez intenses et surviennent sous forme de tornades. Cette zone couvre, au cours de la saison pluvieuse, le sud et le centre du pays, à climat soudanien. Puis, quand la mousson atteint son épaisseur maximale (vers 3000 m d'altitude), les formations nuageuses, plus instables, donnent lieu à des pluies beaucoup plus prolongées. Ces averses, à caractère continu, surviennent au cœur de la saison pluvieuse (entre les mois d'août et de septembre). Ces averses s'observent rarement au nord de

l'isohyète 1000 mm. Seule la région sud-ouest du pays, à climat sub-guinéen, est concernée par ce type d'averse.

Enfin, à l'extrême sud, se déploie la zone D, où prévaut une masse d'air d'origine australe conduisant à un ciel couvert sans pluies. Cette zone correspond à la petite saison sèche de la zone équatoriale, qui n'intéresse pas la zone tropicale.

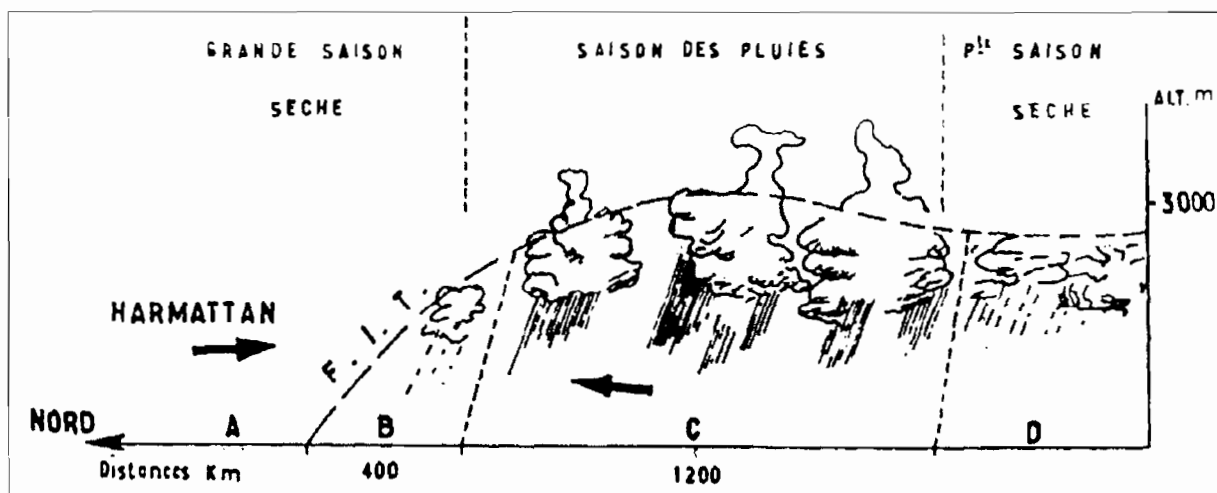


Figure 1 : Schéma des zones de temps en fonction de leur position par rapport au F.I.T. (Casenave A. Valentin C. 1989)

1.2. Structure du climat sénégalais

La climatologie est (Pagney P. 1985) la science des climats étudiés dans le cadre de la recherche fondamentale et de la recherche appliquée, le climat pouvant lui même être conçu comme un état de l'atmosphère se traduisant de façon originale, compte tenu de la position en latitude de l'endroit considéré et de l'allure de son substratum géographique (continent, océan). Cet état de l'atmosphère est, par ailleurs, compris différemment, selon les analystes. Si certains y voient un ensemble de phénomènes qui caractérisent l'état moyen de l'atmosphère en un point de la surface terrestre (de Martonne E.) d'autres (Pédelaborde P. 1970) envisagent la série des états de l'atmosphère au-dessus d'un lieu, dans leur succession habituelle.

Ce double entendement de la notion de climat pose en effet le problème essentiel de la typologie et de la classification climatiques qui réside (Viers G. 1990) dans le choix et la définition des limites climatiques. En effet, si selon l'approche analytique, le climat se base sur la notion d'état moyen de l'atmosphère (moyennes de températures, de précipitations, de l'insolation, de la nébulosité, etc.) dont l'appréciation séparée des différents éléments puis leur confrontation en un lieu permet de définir le type de climat, envisager la succession des états vrais de l'atmosphère en un lieu peut, en tout état de cause, compromettre fortement cette typologie.

La notion de type de climat, à l'échelle globale, est basée sur un équilibre dynamique entre tous les paramètres climatologiques. Cet équilibre détermine le bilan radiatif au sol et corrélativement, les grandes zones thermiques (zone glaciaire, tempérée et chaude) dont les limites sont les deux cercles polaires et les deux tropiques. Ces limites climatiques, ne

coïncident cependant pas avec les limites biogéographiques qui fondent le concept de domaines climatiques (Viers G. 1990). C'est sur la base de ce concept de domaine ou de région climatique, régie par les critères aérologiques, orographiques et physiologiques (Leroux M. 1983) que nous allons procéder à l'analyse du climat sénégalais.

Situé dans la zone tropicale à saison sèche, le Sénégal est couvert par deux bandes climatiques à disposition latitudinale de part et d'autre de l'isohyète 500 mm. Le Nord de cette ligne d'égale précipitation est occupé par le domaine sahélien et le Sud par le domaine soudanien. En fonction des influences aérologiques, chacune de ces bandes climatiques a été subdivisée en trois régions climatiques que sont les régions nord, sud et littorale (fig 2, tab I).

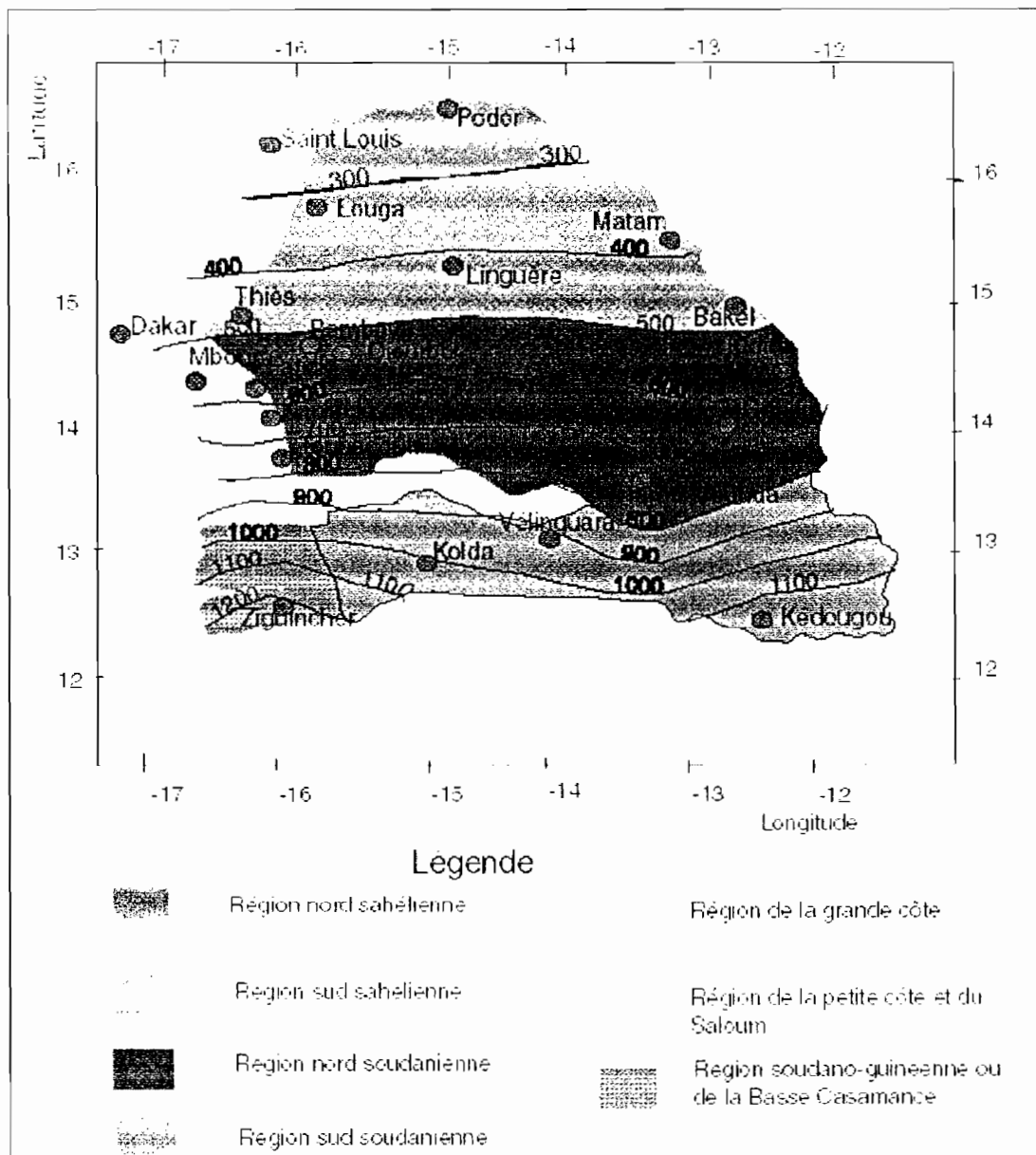


Figure 2 : subdivision climatique du Sénégal (isohyètes 1961-1990).

Tableau I : répartition des régions climatiques du Sénégal et moyenne pluviométrique (1961-1990) dans quelques stations de référence.

Zones climatiques	Régions climatiques	Stations pluviométriques	P. (mm) moy (1961-1990)
Sahélienne	Nord sahélienne	Podor	220
	Sud sahélienne	Louga	330
		Matam	370
		Linguère	415
		Bakel	490
Grande Cote		Thiès	485
		Saint-Loius	265
Petite Côte et le Saloum		Dakar	415
		Mbour	550
		Fatick	560
		Kaolack	605
Soudanienne	Nord soudanienne	Toubacouta	740
		Bambey	520
		Diourbel	520
		Kidira	585
		Goudiry	630
	Sud soudanienne	Tambacounda	760
		Kolda	1020
		Kédougou	1190
Soudano-guinéenne	Ziguinchor	1250	

L'aperçu général du climat qui suit se réfère à la normale 1961-1990 sur la base de laquelle les subdivisions climatiques du pays ont été remises à jour. L'analyse ombrothermique a été choisie à dessein et rapportée à la même échelle graphique afin de mettre en exergue l'évolution nord/sud du potentiel hydrique.

I.2.1. Le domaine sahélien

Le domaine sahélien est une zone aride, chaude et sèche, comprise entre les isohyètes 100 et 500 mm au Nord du pays. Il s'étend de la frontière mauritanienne jusqu'au sud d'un axe Ngoudiane-Bakel (proche de la latitude 14°50' N). Il comprend une partie septentrionale (comprise entre les isohyètes 100 et 300 mm) et une partie australe (comprise entre 300 et 500 mm). Ces deux bandes constituent les régions climatiques nord et sud sahéliennes.

I.2.1.1. Le climat nord-sahélien

Cette région concerne le Nord du Ferlo, la basse et une partie de la moyenne vallée du fleuve Sénégal. Les températures y sont les plus élevées du pays avec des moyennes mensuelles comprises entre **22,8°C** en janvier et **32,9°C** en juin à Podor. Les écarts diurnes y sont également très élevés, de l'ordre de 10 °C. L'humidité relative est, corrélativement, très faible (inférieure à 45 %). L'analyse ombrothermique sur la période 1961-1990 (fig. 3) désigne un climat de type aride avec deux mois à peine humides, les mois d'août et de septembre qui enregistrent respectivement 76 et 74 mm de pluie. Le tableau II récapitule les paramètres de base de ce climat à la station de référence de Podor.

Tableau II : caractéristiques moyennes du climat nord-sahélien : Podor (1961-1990).

Paramètres climatiques	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AN
P (mm)	0,9	1,7	0,4	0,2	0,1	7,2	41,8	76,8	74,9	15,3	1,1	0,7	218,8
T moy. °C.	22,8	26,1	27,2	30,1	31,7	32,9	32,3	31,3	31	30,9	27,8	24,2	29
T max. °C	34,7	39,2	40,1	43,4	45,1	45	42,7	40,9	41,1	41,7	39,3	36,7	40,8
T min. °C	10,8	13	14,3	16,6	18,4	20,8	21,8	21,7	20,3	20,2	16,4	11,7	17,2
U moy. %	30,4	30,6	28,4	31,7	33,5	43,6	55,6	61,6	63,5	48,8	39,5	24,3	42,4
U max. %	44,7	47	45,1	52,3	54,3	67	79,2	84,3	87,2	70,9	57,5	49,9	62,3
U min. %	16,1	14,3	11,6	11,2	12,8	20,2	32	38,9	39,8	26,8	21,5	18,6	22,4

(P (mm) : pluviométrie ; T moy. °C. : température moyenne ; T max. °C : température maximale ; T min. °C : température minimale ; U moy. % : humidité relative moyenne ; U max. % : humidité relative maximale ; U min. % : humidité relative minimale).

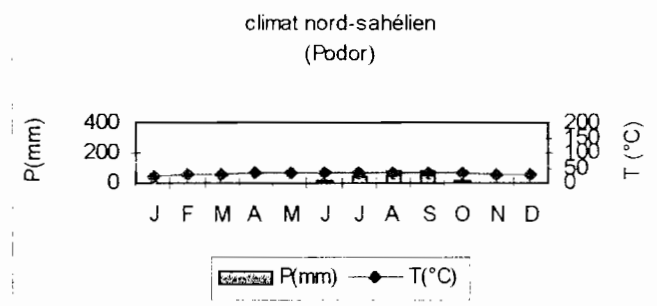


Figure 3 : diagramme ombro-thermique du climat nord sahélien (Podor, référence 1961-1990)

I.2.1.2. Le climat sud-sahélien

La région climatique sud-sahélienne est localisée au sud du Ferlo. Elle concerne la moyenne et la haute vallée du Ferlo, entre 300 à 500 mm de pluie. Les moyennes thermiques, sont comprises entre un minimum de 24,2 °C (en décembre à Linguère) et un maximum de 35,3°C (en mai à Bakel). Les amplitudes thermiques demeurent cependant très élevées (10,9°C à Bakel, 10°C à Matam et 8,1°C à Linguère). L'humidité relative moyenne, en légère hausse par rapport au domaine nord, se situe entre 42,5 % à Matam et 47,5 % à Linguère avec des valeurs intermédiaires (43,2 % à Bakel)

Au plan des précipitations on note une évolution bien marquée des hauteurs mensuelles sur une ligne nord-ouest/sud-est définissant trois secteurs :

- le secteur nord (Louga et Matam) où seul le mois d'août relève un total pluviométrique supérieur à 100 mm,
- le secteur occidental et central (Thiès et Linguère) où les mois d'août et de septembre recueillent chacun des précipitations supérieures à 100 mm,
- le secteur oriental (Bakel) où le mois de juillet s'adjoint à cette liste des mois de forte pluviosité.

Le tableau III ci-dessous illustre cette évolution de la pluviosité vers l'est, évolution qui, en toute vraisemblance, serait le fait de la prédominance orientale des lignes de grain.

Corrélativement, à l'échelle annuelle ce gradient pluviométrique Est-Ouest se fait sentir avec des hauteurs moyennes s'échelonnant entre 328 mm à Louga et 490 mm à Bakel en passant par 370 mm à Matam, 414 mm à Linguère, 485 mm à Thiès.

En vertu de cette évolution pluviométrique, l'on note une nette amélioration de la saison humide (fig. 4) où le mois de juillet intègre la période humide qui s'étend à trois mois au lieu de deux pour la région précédente.

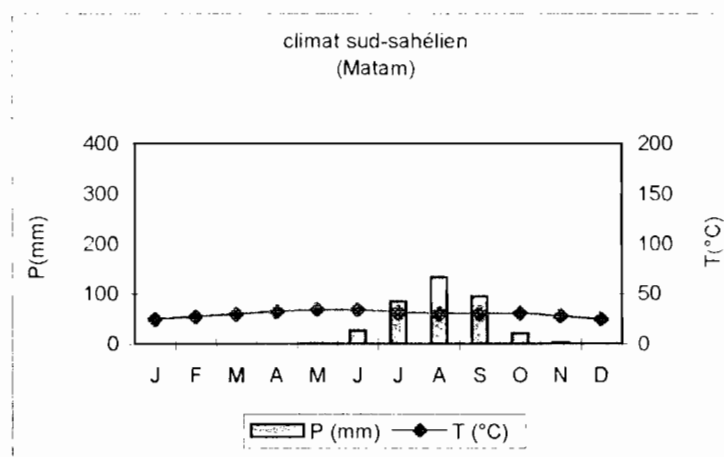


Figure 4 : diagramme ombro-thermique du climat sud sahélien (Matam, référence 1961-1990)

Tableau III : caractéristiques moyennes du climat sud-sahélien (1961-1990).

Matam (15° 38' N / 13° 15' W / altitude : 41 m)													
Paramètres climatiques	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AN
P (mm)	0,2	1,2	0	1,3	1,4	27,3	85,4	134	95	21,7	2,8	0,8	370
T moy. °C.	24,4	27	29,4	32,1	34,4	34	31,6	30,2	30,5	30,9	28	24,7	29,8
T max. °C	37,5	39,8	41,8	43,4	44,6	44	40,4	37,9	38,6	40,8	38,7	36,5	40,3
T min. °C	11,1	13,3	15,7	19	22,8	22,4	21,5	21,2	21,3	20,4	15,6	11,5	18
U moy. %	33,3	30,8	27,6	26,4	28,7	41,5	57	67,3	67,6	52,8	39,5	35,9	42,5
U max. %	46,8	48	51	55,7	62,2	77,2	87,4	92,6	91,4	85,1	61,5	50,8	67,6
U min. %	15,1	13,4	11,8	12,4	14,8	23,2	36,1	47,3	46,7	28,5	18	16,9	23,9
Linguère (15° 23' N / 15° 07' W / altitude : 20 m)													
P (mm)	0,9	1,1	0	0,4	0,8	31	95,7	145,9	103,7	33,6	1	1,5	414,5
T moy. °C.	24,3	26,4	28,4	30,2	31,6	32,3	30,7	29,4	29,7	29,8	26,8	24,2	28,7
T max. °C	37,5	39,8	41,8	43,4	44,6	44	40,4	37,9	38,6	40,8	38,7	36,5	40,3
T min. °C	11	13	15	16,9	18,5	20,7	21	20,9	20,7	18,7	14,9	11,9	16,9
U moy. %	31,6	31,8	33,1	35,6	40,4	52,5	65,3	72,7	73,3	58,2	41,1	34,9	47,5
U max. %	46,8	48	51	55,7	62,2	77,2	87,4	92,6	61,4	85,1	61,5	50,8	67,6
U min. %	16,4	15,7	15,2	15,5	18,6	27,8	43,1	52,8	52,2	31,2	20,6	19	27,3
Bakel (14° 54' N / 12° 28' W / altitude : 25 m)													
P (mm)	0,2	0,8	0,02	0,4	5,2	41,8	129,6	173,1	110,3	26,7	1,8	0,6	490,5
T moy. °C.	24,4	27,6	30,7	33,6	35,3	34	30,1	28,6	28,6	30,3	28,6	25,4	29,7
T max. °C	31,8	36	39	42	42,4	40	35,4	34	34	38	37	33,1	36,8
T min. °C	17	19,3	22,4	25,3	28,4	28	24,7	23,2	23,2	23,4	20,1	17,8	22,7
U moy. %	29	24,5	23,5	24,5	33	49	65,5	72	73	58	37	29	43,2
U max. %	38,8	34	33	34	45	66	84	91	93	83	54	39	57,9
U min. %	19,1	15	14	15	21	32	47	53	53	33	20	19	28,4

(P (mm) : pluviométrie ; T moy. °C. : température moyenne ; T max. °C : température maximale ; T min. °C : température minimale ; U moy. % : humidité relative moyenne ; U max. % : humidité relative maximale ; U % min. : humidité relative minimale)

1.2.2. Le climat de la Grande Côte

La région climatique de la Grande Côte est constituée par une bande littorale allant de Saint-Louis à Dakar et en permanence occupée par l'alizé maritime en provenance de l'anticyclone des Açores (dans l'Atlantique Nord). Cette influence maritime se traduit par un adoucissement des températures et un considérable accroissement de l'humidité relative. Les paramètres climatiques essentiels de cette zone sont consignés dans le tableau IV ci-dessous.

Tableau IV : caractéristiques moyennes du climat de la Grande Côte (1961-1990).

Saint-Louis (16° 03' N / 16° 27' W / altitude : 2 m)													
Paramètres climatiques	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AN
P (mm)	1,5	1,8	0,2	0	0,1	6,3	40,5	94,6	92,5	26,6	0,3	0,7	265,2
T moy °C.	23,6	25,5	27,2	28,3	28,8	29,8	28	28,1	29,2	29,6	27,5	24,4	27,5
T max. °C	35,7	38,1	40,1	40,9	40,8	40,1	34,6	30,9	37,3	40	39	36,4	38,2
T min. °C	11,4	12,9	14,4	15,6	16,9	19,5	21,5	21,3	21,2	19,1	15,9	12,3	16,8
U moy. %	48,1	51,1	55,1	59,6	68,4	74,9	75,3	80,2	79,1	69,8	58,5	51,2	64,8
U max. %	73,6	78,5	82,8	84,4	88,9	91,7	87,9	93,3	94,6	92,3	85	76,7	86,3
U min. %	22,5	23,7	27,3	34,9	47,9	58,1	62,6	67,1	63,6	47,3	32,1	25,6	43,4
Dakar (14° 44' N / 17° 30' O / altitude : 24 m)													
P (mm)	2,4	1	0	0	0	10,3	60,5	165	137,7	35,2	0,9	0,4	413,5
T moy °C.	22,9	22,8	23,9	23,1	23,5	25,8	26,8	26,6	26,6	27,2	26,6	24,3	25
T max. °C	31,1	30,7	32	29,3	28,8	31,1	31,8	31,7	32,2	33,2	34,1	32,4	31,5
T min. °C	14,7	15	15,8	17	18,2	20,5	21,9	21,5	21,1	21,2	19,2	16,1	18,5
U moy. %	68,9	73,5	75,5	78,6	79,4	78,3	77,5	80,5	81,5	78,7	72,6	67,2	75,9
U max. %	90,5	93	93,2	93,3	92,4	90,1	88	91,2	93	92,4	91,3	88,9	91,3
U min. %	47,3	54	57,8	63,9	66,4	66,4	66,9	69,8	69,9	65,1	53,9	45,5	60,6

(P (mm) : pluviométric ; T moy °C. : température moyenne ; T max. °C : température maximale ; T min. °C : température minimale ; U moy. % : humidité relative moyenne ; U max. % : humidité relative maximale ; U min. % : humidité relative minimale)

L'on y relève particulièrement la faiblesse des températures qui sont comprises entre 23,6°C en janvier et 29,8°C en juin à Saint-Louis et entre 22,8°C en février et 26,8°C en juillet à Dakar. Les amplitudes thermiques y sont également très faibles (comprise entre 4 °C à Dakar et 6 °C à Saint-Louis), en vertu de la permanence de l'air océanique chargé d'humidité.

Les températures les plus élevées surviennent au cours de la saison des pluies avec de légers maxima en juin (26,8°C) et en octobre (27,2°C). Le minimum thermique est observé en janvier et février.

L'humidité relative, en permanence élevée, varie entre 64,8% à Saint-Louis et 75,9% à Dakar. Cette forte humidité de l'air n'est cependant pas génératrice de précipitations. L'on y note (fig. 5) une faible pluviosité de type nord-sahélien (à Saint-Louis) avec deux mois de période humide (août et septembre) et de type sud-sahélien (à Dakar) avec trois mois de période humide (juillet, août et septembre).

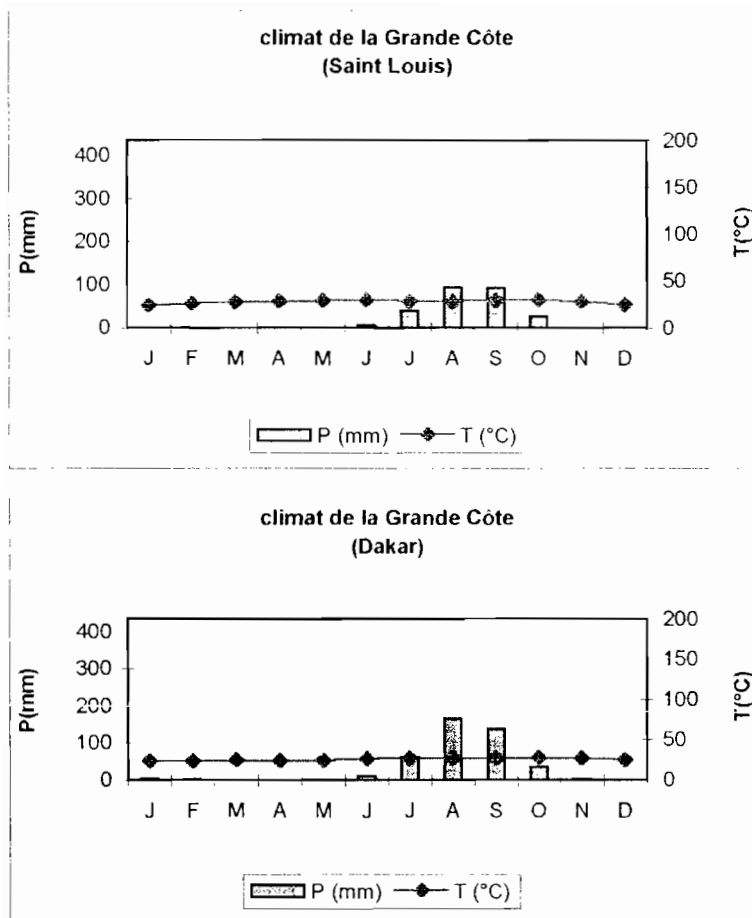


Figure 5 : diagramme ombro-thermique du climat de la Grande Côte (Saint-Louis et Dakar, référence 1961-1990)

Cette faible pluviosité dans la bande littorale est due au faible pouvoir ascendant de l'alizé des Açores qui ne lui permet pas d'acquiescer les conditions de condensation. De plus, en été, ce vent constitue une sorte de barrière à la migration vers le nord-ouest de la mousson pluvieuse, de sorte que la bande littorale est en permanence occupée par la zone (A) de la mousson.

I.2.3. Le domaine soudanien

Le domaine soudanien occupe tout le Sud du pays au-dessous de l'isohyète 500 mm. Il comprend, à l'instar du domaine sahélien, une région nord (comprise entre 500 et 800 mm) et une région sud (entre 800 et 1200 mm) dans notre référence climatique 1961-1990.

I.2.3.1. Le climat nord-soudanien

La bande nord-soudanienne (500 à 800 mm de pluie, tab. V) est comprise entre les latitudes de Bambey (14° 42' N) et Dialacoto (13° 19' N).

Tableau V : caractéristiques moyennes du climat nord-soudanien (1961-1990).

Diourbel (14° 39' N / 16° 14' O / altitude : 7 m)													
Paramètres climatiques	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AN
P (mm)	1,5	0,9	0	0	0,8	29,4	106,5	185,6	156,8	37,4	1	1,1	519
T moy. °C	24,1	26,4	28,2	29,7	30,8	31,9	30,3	29,9	29,2	29,3	27	24,6	28,4
T max. °C	37,6	40,1	42	43,3	44,1	43,7	39,1	36,9	37,5	39,9	39,8	38	40,2
T min. °C	10,6	12,7	14,4	16	17,6	20	21,5	21,2	20,9	18,6	14,3	11,3	16,6
U moy. %	38,8	38,5	41,1	45,1	49,9	59,2	68,5	72,2	75,5	65,5	50,2	41,5	54
U max. %	59,8	61,5	67	73,3	78,6	86,2	90,4	91,1	95,6	92,7	78,2	64	78,5
U min. %	17,8	15,6	15,1	16,8	21,2	32,2	46,9	53,2	55,4	38,2	22,1	19,1	29,5
Tambacounda (13° 46' N / 13° 41' O / altitude : 49 m)													
P (mm)	0,02	0,5	0,2	1,1	18,2	97,5	179,8	227,5	174,7	58,4	1,5	0,7	759,7
T moy. °C	25,4	28,1	30,5	32,4	33,1	30,4	27,7	27,1	27,3	28,2	27,5	25,1	28,5
T max. °C	33,8	36,6	38,8	40,2	40	36	32,3	31,3	32,3	32,2	34,8	36,2	35,3
T min. °C	17	19,5	22,2	24,6	26,1	26,9	23,2	22,8	22,4	22,2	18,8	16,6	21,8
U moy. %	27,2	26,4	26,4	30,3	39,6	59,7	75,6	80,4	79,8	71,2	52,6	34,7	50,3
U max. %	42,8	41,8	42,1	47,6	58,7	80,6	94,2	97,5	98,4	97,1	83,3	55,3	69,9
U min. %	11,6	11,1	10,8	13,1	20,6	38,8	57,1	63,4	61,2	45,3	21,9	14,1	30,7

(P (mm) : pluviométrie ; T moy. °C. : température moyenne ; T max. °C : température maximale ; T min. °C : température minimale ; U moy. % : humidité relative moyenne ; U max. % : humidité relative maximale ; U min. % : humidité relative minimale)

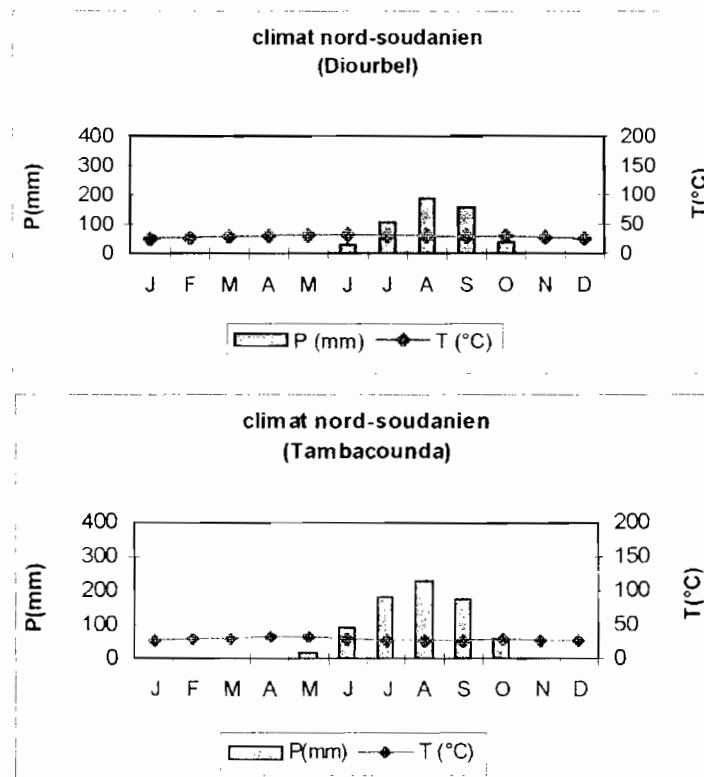


Figure 6 : diagramme ombro-thermique du climat nord-soudanien (Diourbel et Tambacounda, référence 1961-1990)

Dans cette région climatique, on note une évolution en direction du sud-est, de la période humide qui va de trois mois (juillet à septembre) au nord-ouest (Bambey, Diourbel) à 5 mois au sud-est (Tambacounda, Dialacoto) où les mois de juin et octobre deviennent franchement humides et avec un mois de mai significativement pluvieux pour la première fois (18 mm à Tambacounda). En terme de durée de la saison pluvieuse ce secteur sud-est s'apparente au domaine sud - soudanien à la différence près de cumul pluviométrique. Ces différences pluviométriques sont particulièrement perceptibles à l'échelle mensuelle où trois mois (juillet, à septembre) enregistrent un cumul excédant 200 mm dans la région sud - soudanienne alors que seul le mois d'août présente ce cumul en zone nord soudanienne.

Cette évolution qualitative de la saison pluvieuse se traduit à l'échelle annuelle par un important écart pluviométrique entre les stations du nord-est (519 mm à Diourbel) et du sud-est (759 mm à Tambacounda) soit une évolution d'environ 240 mm.

Au plan des températures, le maximum thermique est enregistré au mois de mai au sud-est (Tambacounda) avec 32, 9 °C alors qu'au nord-ouest (Diourbel) il se situe au mois de juin à 31, 9 °C. Le minimum thermique, qui est quasi identique sur l'ensemble du domaine (24,1°C à Diourbel et 25,6°C à Tambacounda), est observé en décembre. Les amplitudes thermiques diurnes assez élevées sont de 7,3°C à Tambacounda et 7, 8°C à Diourbel. L'humidité relative, très faible, est de l'ordre de 50 % (50,4% à Tambacounda et 54 % à Diourbel).

I.2.3.2. Le climat sud-soudanien

La région sud-soudanienne, dont les stations de référence sont Kolda et Kédougou, est comprise entre les isohyètes 800 et 1200 mm. La saison humide (fig 8) dure 5 mois (entre juin et octobre) avec une pluviosité assez significative du mois de mai. Kédougou, situé plus à l'est (12°13' W), enregistre 5 mois de pluies supérieures à 100 mm avec en juin 164,9 mm, juillet 261,9 mm, août 308,1 mm, septembre 285,4 mm et octobre 111,6 mm (tab. VI). Kolda, plus à l'ouest (14°58'ouest) n'en compte que 4 (juin 111,7 mm, juillet 255,7 mm, août 292,1 mm, et septembre 250,1 mm).

Au cœur de la saison pluvieuse (août, septembre) les pluies résultant de la zone C de la mousson sont très abondantes et de type continu entraînant une baisse bien marquée des températures. Ces températures sont comprises entre 22, 9 °C en décembre et 31,6°C en mai à Kolda alors qu'à Kédougou, elles oscillent entre 25°C (décembre) et 32,6°C (avril). L'humidité relative moyenne s'élève à 62,9 % (Kolda) mais demeure faible à Kédougou (53, 8 % seulement).

Tableau VI : caractéristiques moyennes du climat sud-soudanienne (1961-1990).

Kolda (12° 53' N / 14° 58' O / altitude : 8 m)													
Paramètres climatiques	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AN
P (mm)	0,1	0,8	0,1	0,8	12,6	111,7	255,7	292,1	250,1	93,2	4,2	0,2	1021,7
T moy. °C.	23,6	25,8	28,2	30,4	31,6	30,8	28,3	27,3	27,3	27,6	24,8	22,9	27,4
T max. °C	38,1	40,5	41,9	42,6	42,5	40,5	35,8	33,9	34,1	35,5	36,8	36,9	38,3
T min. °C	13,1	15,4	17	20,9	22,7	20,5	20	20,4	20,1	18,9	14	12,5	18
U moy. %	50,5	48	46,5	47,8	54,2	67,3	78,2	82,4	81,1	78,2	66,2	56,6	62,9
U max. %	84,6	80,7	77,4	77,6	81	89,6	95,8	97,4	97,7	97,6	97,2	92,4	88,8
U min. %	16,5	15,3	15,5	18,1	27,4	45	60,6	67,4	64,4	58,7	35,1	20,8	37
Kédougou (12° 34' N / 12° 13' O / altitude : 165 m)													
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AN
P (mm)	0	0,2	0,2	2,9	50,1	164,9	261,9	308,1	285,4	111,6	4,7	0,3	1190,3
T moy. °C.	25,9	28,4	30,9	32,6	32,4	29	26,9	26,4	26,7	27,6	27,1	25	28,2
T max. °C	34	36,8	38,6	39,5	38,7	34,4	31,5	30,9	31,8	33,5	34,6	33	34,7
T min. °C	17,8	20	23,2	25,7	26,1	23,6	22,4	21,9	21,6	21,8	19,6	17	21,7
U moy. %	28,7	29,6	29,6	34,3	47,5	69,2	78,4	80,8	79,5	73,2	56,4	38,4	53,8
U max. %	44,1	43,7	45,6	51,3	67,4	90,8	95,3	97,5	98,1	96,4	85,1	60,4	72,9
U min. %	13,4	14,3	13,6	17,4	27,6	47,7	61,6	64,1	60,9	50	27,7	16,5	34,5

(P (mm) : pluviométrie ; T moy. °C. : température moyenne ; T max. °C : température maximale ; T min. °C : température minimale ; U moy. % : humidité relative moyenne ; U max. % : humidité relative maximale ; U min. % : humidité relative minimale)

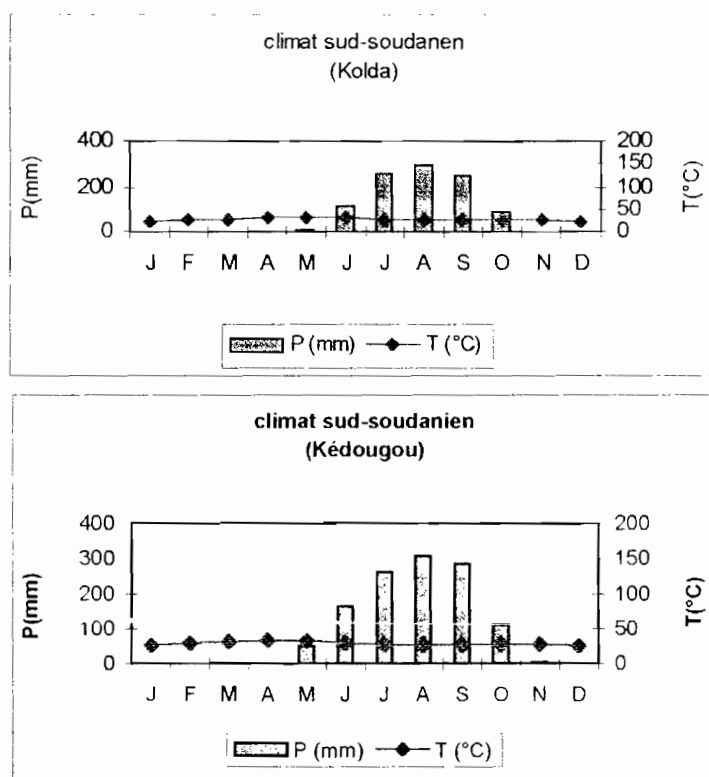


Figure 7 : diagramme ombro-thermique du climat sud-soudanien (Kolda et Kédougou, référence 1961-1990)

1.2.4. Le climat de la Petite Côte et du Saloum

Le climat de la Petite Côte et du Saloum correspond à la variante littorale du climat nord-soudanien. Au cours de la saison sèche, autant l'harmattan souffle en quasi permanence à Tambacounda et dans le reste de la région nord-soudanienne, autant l'alizé maritime est omniprésent sur la côte. A l'opposé de la partie orientale de la région nord - soudanienne, le maximum thermique est différé au mois de juin (31,5°C à Kaolack). L'humidité relative moyenne y dépasse 55 % (55,4 % à Kaolack (tabVII).

Au cours de la saison pluvieuse, la partie active de l'équateur météorologique assure à son secteur sud-ouest un total pluviométrique plus important. C'est ainsi que Toubacouta, qui compte 3 mois de pluviométrie supérieure à 100 mm, enregistre un total pluviométrique annuel de 738,3 mm. A l'échelle mensuelle la station enregistre 155,5 mm en juillet, 271,3 mm en août et 205,3 mm en septembre. Ici les mois de juin et d'octobre deviennent significativement pluvieux avec des hauteurs respectives de 54,4 et 52,5 mm (fig. 8). Dans cette région climatique, la pluviométrie annuelle est largement supérieure à 500 mm comme en témoignent les stations de Mbour (549,8 mm), Fatick (559,4 mm), Kaolack (607, 2 mm) et Nioro du Rip (718, 9 mm).

Tableau VII : caractéristiques moyennes du climat de la Petite Côte et du Saloum (Kaolack, 1961-1990).

Paramètres climatiques	Kaolack (14° 08' N / 16° 04' O / altitude : 6 m)												
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AN
P (mm)	0,8	0,2	0,1	0,0	1,7	44	129,7	220,8	154,8	49,5	4,6	1,0	607
T moy °C.	25,4	27,6	29,2	30,4	31,4	31,5	29,7	28,6	28,6	29,7	27,9	25,6	28,5
T max. °C	38,3	40,9	42,6	43,7	44,2	42,3	38,1	36,1	36,6	39,2	39,7	38,2	40
T min. °C	12,4	14,3	15,7	17,2	18,6	20,7	21,2	21,1	20,7	20,1	16,2	13	17,
U moy. %	36,4	36,7	38,5	42,2	50,7	62,5	72	77,9	72,3	69,5	53,2	40,9	55,
U max. %	54,9	56,7	61,3	66,7	77,5	87	91,9	95,6	96,6	93,3	80,2	61,2	77,
U min. %	11,6	11,2	10,8	13,1	20,6	38,9	57,2	61,3	61,3	45,3	22	14,1	30,

(P (mm) : pluviométrie ; T moy °C. : température moyenne ; T max. °C : température maximale ; T min. °C: température minimale ; U moy. %: humidité relative moyenne ; U max. %: humidité relative maximale ; U min. % : humidité relative minimale)

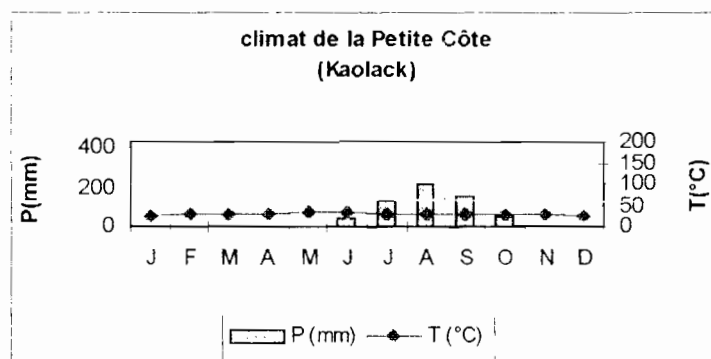


Figure 8 : diagramme ombro-thermique du climat de la Petite Côte (Kaolack, référence 1961-1990)

I.2.5. Le climat soudano-guinéen ou de la Basse Casamance

La région de la Basse Casamance (tab. VIII, fig. 9) dispose de 6 mois de saison de pluies dont 5 à pluviométrie supérieure à 100 mm. Les températures moyennes oscillent entre 24,2 °C (décembre et janvier) et 29,3 °C en mai à Ziguinchor. L'amplitude thermique moyenne est de 5,2 °C. Les fortes pluies de mousson abaissent de manière significative les températures en août et septembre où elles sont respectivement de 27,2 °C et de 27,4 °C. L'humidité relative moyenne est de 67,4 %.

Tableau VIII : caractéristiques moyennes du climat soudano-guinéen ou de la Basse Casamance : Ziguinchor (1961-1990).

Ziguinchor (12° 33' N / 16° 16' O / altitude : 19 m)													
Paramètres climatiques	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	AN
P (mm)	0,3	0,3	0	0,3	4	100	299	424,3	316,1	101,6	5,1	0,9	1 251,9
T moy. °C.	24,2	26,4	28	29	29,3	29,1	27,6	27,2	27,4	27,9	25,8	24,2	27,2
T max. °C	36,7	39,4	41,1	41,4	40,1	37,5	34,5	33,5	34,1	35,3	36	35	37,1
T min. °C	11,7	13,5	15	16,7	18,5	20,6	20,7	20,9	20,8	20,5	15,6	12,5	17,3
U moy. %	53,9	53,7	54,4	57,3	63,7	72,3	80,7	83,7	82,5	78,5	69,2	59,2	67,4
U max. %	83,4	85,4	86,9	88,8	91,2	94,2	97,4	98,5	98,7	98,4	96,6	89	92,3
U min. %	24,4	22,1	21,9	25,7	36,2	50,4	64,1	69	66,3	58,7	41,7	29,4	42,5

(P (mm) : pluviométrie ; T moy. °C. : température moyenne ; T max. °C : température maximale ; T min. °C : température minimale ; U moy. % : humidité relative moyenne ; U max. % : humidité relative maximale ; U min. % : humidité relative minimale)

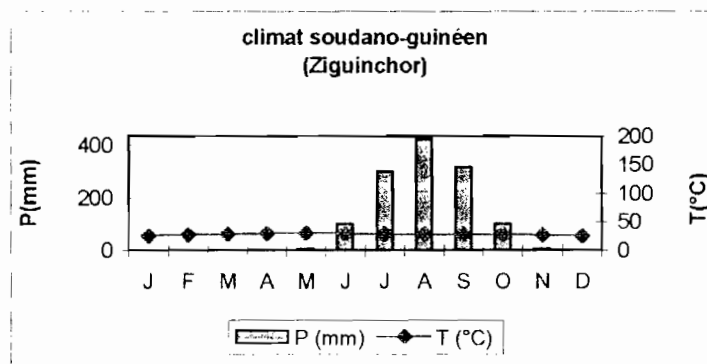


Figure 9 : diagramme ombro-thermique du climat soudano-guinéen (Ziguinchor, référence 1961-1990)

II. STRUCTURE DE LA VEGETATION

A l'instar des précipitations, la végétation s'appauvrit du Sud au Nord du pays. Elle se répartit selon les grandes régions climatiques en quatre grands types de couvertures végétales :

II.1. Le type sahélien

En zone sahélienne se développe la steppe à épineux caractérisée par un groupement végétal à *Acacia raddiana* répandu sur les substrats sableux. L'on y note une forte dégradation du

couvert végétal avec implantation de *Balanites* pour la strate arbustive et de *Cenchrus biflorus* pour le tapis herbacé.

II.2. Le type soudanien

La zone soudanienne est quant à elle marquée par le déploiement d'une savane arbustive avec deux types de strates bien distinctes (le type nord soudanien et le type sud soudanien).

Dans le domaine nord soudanien se distinguent essentiellement deux groupements de végétaux :

- Un groupement à *Acacia seyal*, se développant sur sol argileux,
- Un groupement à *Combretum glutinosum* sur sols plus légers.

Le groupement à *Acacia seyal* comprend des arbres de grande taille tels que les Baobabs dominant des fourrés (*Guiera senegalensis*, *Combretum glutinosum* ...) et des espèces épineuses telles que *Balanites aegyptiaca* et *Ziziphus mauritaniana*. Le groupement à *Combretum glutinosum* peut varier d'une savane arbustive à une savane arborée.

Le domaine sud soudanien est caractérisé par la présence de la savane arborée comprenant une strate supérieure constituée de grands arbres (*Adansonia digitata*, *Khaya senegalensis*...), une strate moyenne composée de petits arbres (*Lanea acida*, *Ziziphus mauritaniana*...) et une strate herbacée à présence saisonnière.

II.3. Le type guinéen

La Basse Casamance constitue le seul domaine où subsiste la forêt dense de type humide. Ce domaine se caractérise (Adam J.G. 1961; Adam J. G. 1962) par la présence d'une association hétérogène de grands arbres comme *Parinari excelsa*, *Erythrophloeum guinéensis*, *Anthocleista sp*, *Albisias sp*. Cette forêt domine un sous-bois d'arbre de moindre taille contenant des espèces de type soudanien telles *Tetracera alnifolia*, *Saba senegalensis*, *Combretum micrantum* (Schneider A., Sambou K. 1982) et un tapis herbacé très peu fourni du fait de l'ombrage trop important (Akpo L. E., Grosis M., Gaston A. 1995)

II.4. La mangrove du Saloum et de la Casamance

La mangrove est une végétation particulière qui se développe sur sols périodiquement inondés par la marée. Elle se rencontre dans les estuaires des fleuves et est particulièrement développée dans l'estuaire de la Casamance et dans le delta du Saloum. Dans les alluvions récentes du domaine fluvio-marin se développent les palétuviers avec essentiellement *Rhizophora racemosa*, *Rhizophora mangle* et *Avicenia nitida*.

III. CADRE GEOLOGIQUE

III.1. Structure géologique du craton ouest africain

De nombreuses études (Tessier F., Dars R., Sougy J. 1961; Sougy J. 1962; Sougy J. 1962; de Spengler A., Castelin J., Cauvin J., Leroy M. 1966; de Spengler A., Castelin J., Cauvin J., Leroy M. 1966; Sougy J. 1969; Tessier F., Flicoteaux., Lappartient J.R., Nahon D., Triat J.M. 1975; Dia O., Le corche J. P., Le Page A. 1979; Ponsard J. F. 1984; Dia O. 1986) ont permis de connaître la structure géologique du bouclier ouest africain, essentiellement constitué (fig. 10) par un craton précambrien dont les âges radiométriques varient de 3300 Ma à 1600 Ma. Ce vieux socle affleure dans les dorsales Réguibat (au Nord) et Léo (au Sud), les boutonnières de Kéniéba (au Sénégal oriental et au Mali), de Kayes (au Mali) et de l'Anti-Atlas (au Maroc). En dehors de ces zones, le craton ouest-africain est recouvert par des dépôts sédimentaires du Protérozoïque supérieur et du Paléozoïque qui se répartissent selon trois grandes aires constituant, du Nord au Sud, les bassins de Tindouf, de Taoudéni et de Bové. Ces trois bassins sont interceptés par une longue bande plissée subméridionale qui constitue, du Sud marocain à la Guinée, la chaîne des Mauritanides (Sougy, 1962 a) et du sud-ouest de la Guinée au Libéria, la chaîne des Rokelides (Allen P.M. 1969). La partie occidentale de la chaîne des Mauritanides est masquée par les bassins côtiers méso-cénozoïques d'Aaiun-Tarfaya et sénégal-mauritanien. Ces deux bassins, dont les terrains les plus anciens d'âge triasique à liasique (Castelain J., Jardin S., Monciardini C. 1965; Castelain J. 1985; Bellion Y.J.C. 1987), sont partiellement séparés par l'avancée vers l'Ouest du socle précambrien de la dorsale Réguibat.

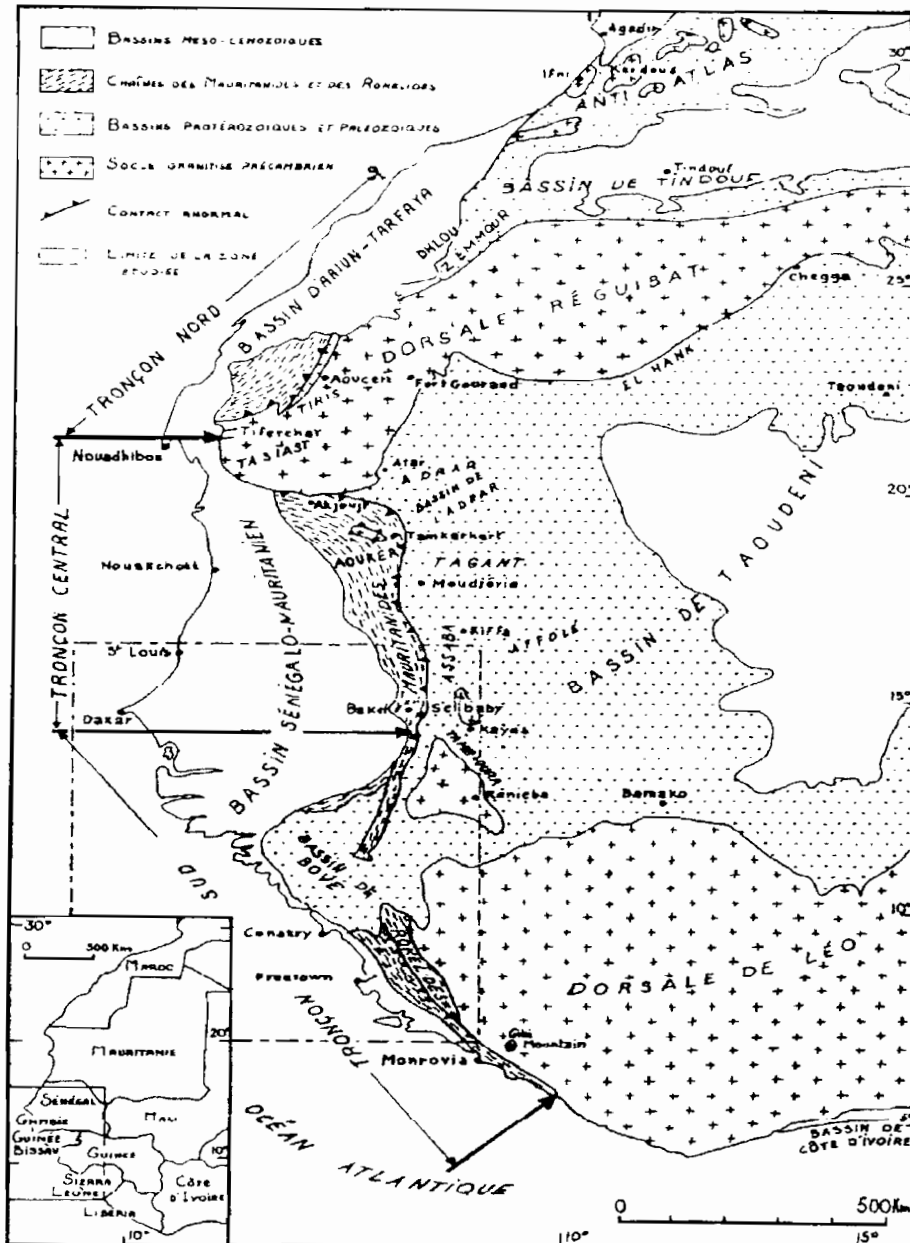
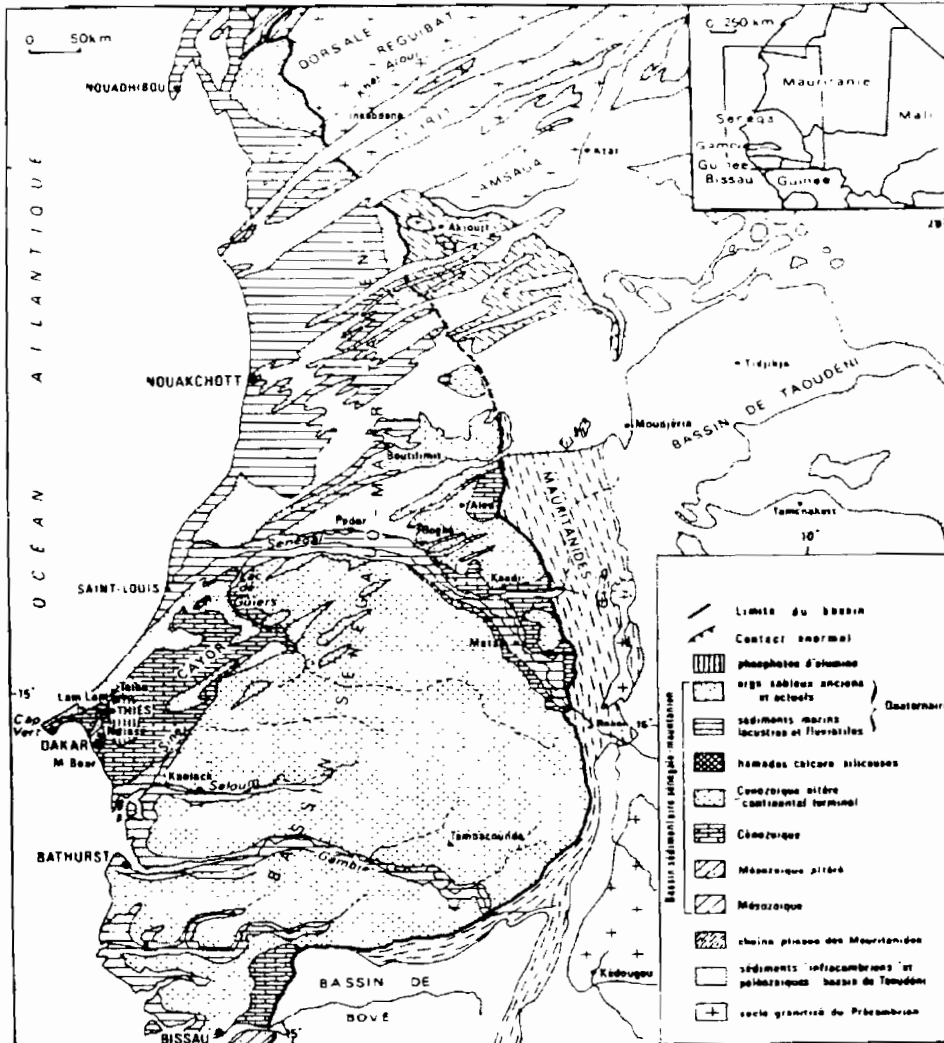


Figure 10 : principales unités structurales de l'Afrique de l'ouest (Sougy J. 1969)

III.2. Litho-stratigraphie du bassin sénégalo-mauritanien

A l'exception de sa partie orientale, le territoire sénégalais est entièrement compris dans le bassin côtier sénégalo-mauritanien. Ce bassin (fig. 11) qui constitue le cadre physique de notre étude est composé de terrains tabulaires méso-cénozoïques discordants sur les formations géologiques plus anciennes. Très minces à l'Est ces formations s'épaississent vers la côte atlantique où elles dépassent 8000 m (de Spengler A., Castelin J., Cauvin J., Leroy M. 1966; de Spengler A., Castelin J., Cauvin J., Leroy M. 1966) d'épaisseur. Ces terrains qui ont fait l'objet d'une synthèse stratigraphique (Wisman G. 1982) sont recouverts, en grande partie (Tessier F., Flicoteaux., Lappartient J.R., Nahon D., Triat J.M. 1975) par un faciès d'altération du Cénozoïque, dénommé Continental Terminal. Les affleurements les plus anciens du bassin appartiennent au Sénonien et sont localisés dans le horst de Ndiass (Khatib

R., Ly A., Sow E. ,Sarr R. 1994; Sow E. 1995). Au Sénégal, hormis la région située entre Tambacounda et Matam, le bassin est bien connu par les nombreux sondages hydrauliques et pétroliers qui ont permis d'atteindre des sédiments du Crétacé inférieur et du Jurassique supérieur (Castelain J., Jardin S. ,Monciardini C. 1965).



III.3. Lithostratigraphie du bassin sénégalais

La lecture de la carte géologique du Sénégal au 500000^{ème} (fig 12) donne les affleurements des formations allant du Précambrien au Quaternaire. Cependant, dans ce qui suit, nous nous bornerons à un rappel succinct de la nature pétrographique et de la lithostratigraphie des formations sédimentaires qui nous concernent le plus dans notre approche hydrogéologique.

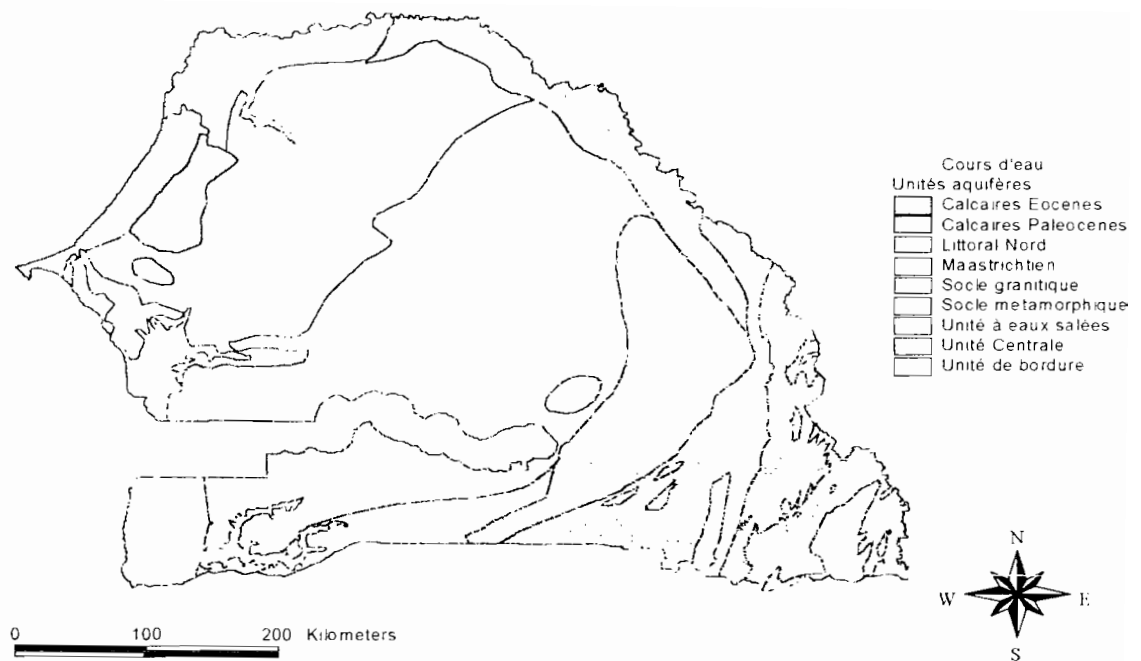


Figure 12 : carte géologique de la République du Sénégal

Dans le bassin sédimentaire sénégalais, les différents étages marins affleurants ou sub-affleurants débutent au Maastrichtien et se prolongent jusqu'au Miocène.

III.3.1. Le Maastrichtien

Le Maastrichtien constitue le principal réservoir aquifère du pays. Il n'affleure que dans la région de Pout-Popenguine (massif de N'Diass) où il forme un anticlinal, butant par faille vers l'ouest contre des formations yprésiennes plus récentes. Les sondages de la COPETAO, en Guinée Bissau, montrent qu'il se rapproche de la surface, près de la frontière, au sud de Kolda.

Cet étage est surtout sableux avec des niveaux gréseux, gréso-calcaires, argileux et ligniteux. Au NE de Rufisque il devient argilo-sableux, puis franchement argileux dans la presqu'île de Dakar. Son épaisseur est de 1800 m dans la région de Rufisque d'après la Société Africaine des Pétroles (S.A. P.). Plus à l'est, elle est plus difficile à évaluer, les niveaux sous-jacents devenant azoïques. Elle est par exemple de l'ordre de 900 m à Diourbel.

III.3.2. Le Danien

Le faciès marno-calcaire, au-dessus du Maastrichtien, est tantôt décrit comme un étage à part entière et rattaché au Danien (Tessier F. 1952). Cependant, sans arguments paléontologiques bien affirmés du fait que la microfaune ne permet pas, semble-t-il, de le distinguer dans les forages, ce faciès a été considéré, à la suite de la S.A. P., comme relevant de la partie sommitale du Crétacé et incluse dans le Maastrichtien, de sorte qu'au Sénégal le Paléocène repose directement en discordance sur le Maastrichtien.

III.3.3. Le Paléocène

De ce qui suit, le Paléocène reposerait, en discordance, sur le secondaire (Maastrichtien). Son faciès caractéristique est un calcaire de 50 à 100 m de puissance, alternant avec des niveaux marneux ou gréseux et souvent très riches en faune. Il affleure largement au Sénégal occidental, au NE de M'Bour, au SE du lac Tanma et entre Pantior et Popenguine où il est franchement calcaire. Vers l'est, il devient progressivement marno-argileux et éventuellement sableux. A l'ouest de Rufisque, il devient également argilo-marneux et affleure notamment à Dakar sous le nom de «Marnes des Madeleines». Sa limite supérieure est cependant difficile à fixer. Il fut placé, au Sénégal occidental, à la limite supérieure du calcaire, pour des raisons de changement de faciès (Tessier F., Flicoteaux., L'appartient J.R., Nahon D., Triat J.M. 1975).

III.3.4. L'Yprésien

L'Yprésien constitue une part assez importante des affleurements éocènes du Sénégal. Il est particulièrement bien visible le long de la « falaise » de Thiès à partir de laquelle ses affleurements s'étalent assez largement vers le SE jusqu'aux alluvions du Saloum. On le retrouve près du lac Tanma, entre les failles de la région de Sébikotane, dans la région de Rufisque et même à Dakar où une partie des «limons de l'Hôpital» et les «marnes de la poudrière» peuvent lui être rattachées. On l'observe enfin près du lac de Guiers.

L'Eocène inférieur dépasse 400 m d'épaisseur au sondage de Sangalkam, au NE de Rufisque, mais il diminue d'épaisseur vers l'est et a environ 125 m dans la «falaise» de Thiès. A cet endroit, il débute par un niveau glauconieux et phosphaté dont l'épaisseur varie de quelques centimètres à plusieurs mètres. Vient ensuite un ensemble d'argiles et marnes papyracées blanches ou grises, caractérisées par leur débit en grandes plaques ; dans cet ensemble s'intercalent des calcaires peu épais parfois phosphatés. Des silex sont fréquents vers la base. La partie supérieure de l'étage a 25 à 30 m d'épaisseur et elle est plus calcaire, avec cependant des intercalations marneuses : c'est l'«Horizon de N'Gazobil» défini par Tessier (1975).

Le faciès caractéristique de l'Eocène inférieur est l'ensemble argilo-marneux papyracé dont la phase argileuse est essentiellement constituée d'attapulгите, avec même parfois de la sépiolite, comme à Sangalkam. La montmorillonite n'existe que dans les niveaux de base.

III.3.5. Le Lutétien

Le Lutétien, correspondant à l'Eocène moyen est très largement représenté dans le bassin tertiaire du Sénégal et c'est lui que l'on trouve généralement immédiatement sous le Continental terminal. Il est sub-affleurant ou même affleurant dans une partie importante du Sénégal occidental et dans la vallée du Sénégal. Son épaisseur moyenne est de l'ordre de 200 m.

III.3.6. L'Oligo-Miocène marin

Au SW du pays, des calcaires, des marnes et des argiles recouvrent la plus grande partie de la Casamance depuis les estuaires de la Gambie et de la Casamance jusqu'à Dabo vers l'est. Ces formations, comme les précédentes, n'affleurent pas, car elles sont recouvertes de Continental terminal et de Quaternaire marin. Elles ont été décrites pour la première fois par P. MAUGIS (1955), puis par A. GORODISKI (1958), qui y signale des indices phosphatés.

III.3.7. Continental terminal

Le continental terminal est très largement représenté au Sénégal, à l’affleurement, sous une cuirasse ferrugineuse d’épaisseur variable ou sous les formations quaternaires. Il repose généralement sur l’Eocène moyen marin ou, en basse Casamance, sur le Miocène moyen marin, dont il est peut-être vers l’est un équivalent latéral partiel. Son épaisseur est variable, atteignant 154 m au sondage de Loumbi sud, à une centaine de kilomètres au NW de Tambacounda. Sur la carte géologique du Sénégal il n’a été représenté que lorsque son épaisseur est supérieure à 30 m.

Jusqu’à présent le Continental terminal s’est révélé azoïque. Une équivalence au moins partielle est possible avec le Mio-Pliocène. Toutefois un passage apparemment concordant au Lutétien inférieur, dans la région de Matam, tend à faire croire que ses niveaux de base peuvent être localement éocènes.

Les faciès les plus courants sont des sables argileux aux couleurs variées, roses, beiges, jaunes, blanches, violacées, bariolées, dans lesquels s’intercalent des niveaux argileux ou gréseux.

III.3.8. Le Quaternaire

Les formations du Quaternaire sont très hétérogènes. Cette hétérogénéité provient des changements climatiques qu’a connus cette période ainsi que des variations du niveau marin au cours du Quaternaire récent. Les sédiments épais se localisent surtout dans les vallées des grandes rivières et dans la zone littorale. Les dépôts lacustres et éoliens de la partie NW ont été portés en surcharge. Sur la carte géologique du Sénégal, à l’échelle du 1/500 000, toutes les formations quaternaires n’ont pu être représentées. Elles sont simplement signalées dans leur ordre chronologique basé sur l’origine du matériel. L’on y distingue :

- Les calcaires lacustres,
- Les dunes rouges fixées,
- Les vases et sables marins,
- Les alluvions fluviales,
- Les dunes jaunes et blanches, semi-fixées ou vives.

La cuirasse ferrugineuse compacte, piquetée de grains de quartz, qui coiffe les formations du Continental terminal, est souvent démantelée et les débris ont été recimentés en une cuirasse gravillonnaire qui apparaît en de nombreux points du Ferlo. Cette cuirasse, à éléments détritiques et termitières fossiles se retrouve également sur les diverses formations tertiaires du Cap Manuel et de Fann. Cependant les sédiments anciens, qui s’individualisent le mieux sont d’origine lacustre.

III.3.8.1. Les calcaires lacustres

Ils forment des taches plus ou moins étendues dans le Cayor, le Djolof et le Ferlo occidental. Ces calcaires gris-blanc, friables, d’aspect souvent tuffacé, renferment de nombreux grains de quartz. Les dépôts calcaires reposent par endroits sur la cuirasse ferrugineuse gravillonnaire et se trouvent plus ou moins enfouis sous les sables éoliens des dunes rouges.

D'après la notice de la carte géologique du Sénégal, ces dépôts de calcaires lacustres sont les témoins d'une des époques les plus humides du Quaternaire ancien. Lors de ces périodes humides les formations birrimiennes et primaires du Sénégal oriental ont été profondément altérées et recouvertes de cuirasses ferrugineuses qui s'étagent sur plusieurs niveaux. Ces cuirasses, épaisses de quelques mètres, couvrent encore de vastes superficies et masquent les roches décomposées sous-jacentes. Les glacis cuirassés aboutissent le long de la Falémé, de la Haute Gambie et de leurs principaux affluents à des terrasses, dont le matériel grossier a été cimenté en poudingues. En Casamance un ou plusieurs niveaux ferrugineux se sont formés dans les couches gréseuses du Continental terminal et affleurent en bordure des principales vallées.

Lors d'une importante régression marine les grandes rivières ont profondément entaillé leur lit dans la roche saine. Le creusement a été favorisé par des crues brusques et violentes, qui permettaient un transport accru des matériaux. Les dépôts graveleux, plus ou moins cimentés (graviers sous berge), apparaissant en de nombreux endroits dans les lits mineurs de la Falémé, de la Haute Gambie et de leurs affluents, disparaissent vers l'aval sous les alluvions fines plus récentes. Dans la vallée du Sénégal ces graviers ont été touchés par des puits et traversés par les sondages de Richard-Toll, où ils se situent entre les côtes -15 et -25 m.

A cette époque le réseau hydrographique du Ferlo fonctionnait et creusait son lit dans les formations éocènes pour rejoindre le Sénégal. La partie aval de cette entaille est actuellement occupée par le lac de Guiers. Quant à la Casamance et à ses petits affluents, ils ont disséqué le plateau de grès du Continental terminal.

Dans la presqu'île du Cap-Vert, des sondages ont détecté tout un réseau de talwegs descendant au-dessous du niveau actuel de la mer : ces entailles, jalonnées de graviers, ont été ensevelies sous des sables dunaires. Les éruptions volcaniques des Mamelles se sont produites pendant cette période de régression marine, au début de la formation des dunes rouges.

III.3.8.2. Les Dunes rouges fixées

La mise en place de ces dunes qui forment des alignements de plusieurs dizaines de kilomètres de long correspond à la phase la plus aride de la dernière régression marine. L'orientation générale est NE-SW mais elle passe vers l'Est à ENE-WSW. Leur couleur rouge est due au sable de surface qui est fréquemment coloré en rose pâle ou brun-rouge par des films ferrugineux enrobant les grains de quartz. Ces dunes se sont formées par reprise éolienne d'un matériel alluvial ou éluvial. Elles ont barré la vallée du Sénégal à la hauteur de Thilogne, ainsi que la basse vallée du Ferlo en aval de Linguère.

Lors de sa formation, l'erg des dunes rouges s'étendait vers le SW jusqu'aux abords de la vallée du Saloum, entre Kaolack et Payar. Par contre, dans le Ferlo oriental, la présence à faible profondeur d'une cuirasse ferrugineuse a empêché la constitution d'un massif dunaire continu; c'est pourquoi seules quelques dunes isolées s'étendent dans la vallée du Sénégal sur une dizaine de kilomètres vers l'intérieur. Depuis lors, le modelé dunaire s'est considérablement émoussé. Les crêtes de dunes ont été abaissées et les interdunes ont été plus ou moins remblayées par les apports de ruissellement. Ces dunes rouges n'ont été figurées, dans la carte géologique, que dans les régions où le modelé dunaire est encore bien perceptible (zone des Niayes, Cayor, Djolof). Il en subsiste, en outre, quelques îlots dans la basse vallée du Sénégal et dans la partie sud du delta.

Elles sont fixées actuellement par une savane arborée, mais on observe dans les zones de culture une intense déflation éolienne en saison sèche.

III.3.8.3. Les Vases et Sables marins

Le Sénégal a connu au Quaternaire récent deux transgressions marines dont les dépôts remplissent les vallées inférieures des grandes rivières.

La première a été datée J. TRICART de l'Ouljien qui est la dernière période interglaciaire. Dans la vallée du Sénégal, recrusée par le fleuve à travers les dunes rouges lors d'une nouvelle période humide, la mer s'est avancée en un golfe étroit jusque dans la région de Boghé, occupant également la cuvette du lac de Guiers. Les sables marins, coupés de niveaux de coquillages, à prédominance *d'Arca senilis*, constituent une terrasse, particulièrement étendue dans le Sud du delta dont le niveau se situe entre les côtes + 4 et + 6 m. Dans la basse vallée, il n'en subsiste plus que quelques témoins, mais on trouve, sous les alluvions récentes, des sables gris-blanc, datant de cette incursion marine, avec parfois à la base un niveau d'argile noire à efflorescences salines.

Pendant cette transgression, la mer a formé un golfe en Basse-Casamance, envahi la vallée inférieure de la Gambie, pénétré dans la zone des Niayes et sans doute occupé le delta du Sine-Saloum. En Basse-Casamance, le plateau gréseux du Continental terminal est ourlé d'une terrasse sableuse dont la position est comprise entre + 4 et + 5 m. Certaines niayes, comme celle de M'Boro, ont été élargies et le sable dunaire étalé en une terrasse.

La dernière transgression date du Flandrien. A son maximum (Dunkerquien) le niveau marin atteint la côte + 1 et + 2 m. Des témoins de cette transgression subsistent autour de Dakar et en d'autres endroits de la côte, (dépôts de coquilles, petites plateformes d'abrasion). La mer s'est étendue sur le delta du Sénégal jusque dans la région de Dagana. Elle a réoccupé la Basse-Casamance, la vallée inférieure de la Gambie, le delta du Sine-Saloum et s'est même avancée en Moyenne-Casamance. Ces golfes marins ont été partiellement fermés par des flèches et cordons littoraux et une sédimentation de vase sableuse s'y effectue depuis lors.

Ces vasières, coupées d'un lavis de chenaux de marée, et s'étendant largement en Basse-Casamance et dans le Sine-Saloum, peuvent se classer en deux catégories :

- Les vasières anciennes, les plus hautes, ne sont plus atteintes par les marées ; des efflorescences salines brillent souvent sur leur surface dénudée et boursouflée : ce sont les tannes.
- Les vasières basses recouvertes régulièrement par la marée haute. Elles sont colonisées par la mangrove, qui fixe les particules de vase.

Des restes de cordons littoraux s'élèvent à 1 ou 2 mètres au-dessus de ces dépôts de vases qui, dans le delta du Sénégal, ne sont représentées que dans la partie SW. Ailleurs s'étendent des dépôts deltaïques du fleuve.

III.3.8.4. Les Alluvions Fluviales

Elles sont de nature et d'âge divers. Le Sénégal en amont de Bakel, la Falémé, la Haute-Gambie et leurs affluents ont abandonné des sables plus ou moins argileux (remblais sablo-

argileux) qui recouvrent les graviers sous berge. Ce dépôt est contemporain de la mise en place des dunes rouges dans le NW du Sénégal. Depuis lors, les principales rivières ont construit des levées alluviales formées de sable fin et de limon

En aval de Bakel, la vallée du Sénégal s'élargit considérablement dans les formations tertiaires. Des alluvions récentes occupent tout le lit majeur. Parmi elles on distingue les levées à matériel finement sableux (sable fin-limon), jaunâtre, et les dépôts argileux, bruns, des cuvettes. Ces sédiments fins recouvrent des couches de sable assez hétérométrique, d'origine également fluviale, et en aval de Boghé des sables marins, mieux triés. Les hautes levées ont été construites pendant la transgression flandrienne, qui obligeait le Sénégal à se remblayer en raison de sa pente extrêmement faible. Elles suivent les anciens bras du fleuve et se terminent par des dépôts deltaïques de même nature, avec cependant des inclusions de sel qui s'étalent largement à l'Ouest de Richard-Toll et qui ont comblé l'exutoire du lac de Guiers.

Dans la vallée du Sénégal, le fleuve et son bras sud (le Doué) ont agrandi leurs méandres par sapement latéral des rives concaves. En contre-partie ils ont édifié dans les boucles une série de levées récentes, moins hautes. La sédimentation argileuse se poursuit dans les cuvettes par décantation des eaux de crues.

Des levées alluviales de même âge, formées d'un matériel identique, bordent la Basse-Gambie, mais elles sont beaucoup moins puissantes que le long du Sénégal et disparaissent entre Georgetown et Kudang.

III.3.8.5. Les Dunes jaunes et blanches semi-fixées ou vives

On y a inclus toutes les dunes plus récentes que les dunes rouges, bien qu'elles n'aient pas toutes le même âge ni la même forme. On peut distinguer deux catégories :

- Les petits alignements dunaires NS, formés par remaniement éolien du matériel sableux de la terrasse ouljienne dans la partie SW du delta du Sénégal. Peu élevés, ils correspondent à une phase un peu plus sèche de la régression préflandrienne.
- Les dunes récentes, au modelé confus, s'étendant derrière le littoral, de l'embouchure du Sénégal jusqu'aux coulées des Mamelles, sur une profondeur de 1 à 4 km ; elles sont postérieures à la transgression flandrienne.

La présence de ce deuxième type de dunes s'explique par l'action combinée de la mer et du vent : la dérive littorale alimentant la plage, tandis que les alizés maritimes, qui soufflent sur la côte en saison sèche, amoncellent le sable en dune et les font progresser vers le SSE où elles viennent chevaucher les dunes rouges. Ce cordon dunaire forme une barrière entre la mer et le chapelet de lacs de la presqu'île du Cap-Vert ou les Niayes que certaines dunes peuvent d'ailleurs envahir.

Dans cette formation on peut distinguer des dunes vives et blanches, à l'arrière de la plage, et des dunes jaunes ou orangées qui s'étendent vers l'intérieur. Celles-ci portent une végétation buissonnante, qui n'exclut pas un certain ravinement.

Une synthèse litho-stratigraphique du bassin sédimentaire sénégalais incluant les formations anciennes, a été effectuée récemment (tab. IX), par le gouvernement du Sénégal, dans le cadre du Projet Eau à Long Terme (PELT). Cette synthèse indique le contenu lithostratigraphique

des différents étages le long de deux coupes caractéristiques des bassins, nord (Zone Nord) et sud (Casamance), situés de part et d'autre de la Gambie.

Tableau IX : synthèse litho-stratigraphique du bassin sédimentaire sénégalais (source (DGPRE))

ERE	SYS	EPOQUE	ETAGE	ZONE NORD		CASAMANCE		DONNÉES STRUCTURALES ET LITHOLOGIE (en terme de modélisation mathématique)		
				Epaisseur (m)	Stratigraphic W E	Epaisseur (m)	Stratigraphic W E			
		QUATERNAIRE		0-120		11-37		Dépôts divers, dunes, sables, argiles et alluvions.		
CENOZOÏQUE TERTIAIRE 65 - 4 M.a.	NEOGENE	PLIOCENE	« CONTINENTAL TERMINAL »	5-16		15		Cuirasse plus ou moins indurée, latérites et sables. Présence de roches volcaniques (basaltique et doléritique)		
		MIOCENE		60-100		10-198		Dépôts divers souvent carbonatés		
		OLIGOCENE					Dépôts limités en fonction des épisodes transgressifs.			
		FOCENE		moy	LUTETIEN SUP.	5-150			Dépôts sur l'ensemble du bassin (marno-calcaire, calcaire, argiles et sables)	
					LUTETIEN INF.	100-200		62-221		Variation latérale de faciès
					YPRESIEN	50-350			Fracturation importante	
	PALEOGENE	PALEOCENE	THANETIEN	100-150		50-483		Karstification suivant certaines zones correspondant aux périodes de régression.		
			MONTIEN				Présence de roches volcaniques (basaltique et doléritique)			
		DANIEN	0-50			Faciès marno-calcaire reconnu sur une partie du bassin				
		SUPERIEUR	SENONIEN	MAASTRICHTIEN	75-300			Séries gréseuses, sableuses, sablo-gréseuses ou argileuses.		
	CAMPANIEN			10-700		82-63		Le Maastrichtien repose directement sur le socle à l'est du méridien 15°30.		
	SENONIEN INF.			0-50		40-528		Variation en horst et grabbens avec approfondissement local au Nord et graduellement en Casamance.		
	TURONIEN			0-210		56-100		Variation latérale de faciès, la série devenant argileuse à l'ouest du horst de Ndiass.		
LEONIEN	500				500		présence de structures épirogéniques (Léona, Mbour, Ndiass et Gassane) avec roches volcaniques			
MESOZOÏQUE - SECONDAIRE 245 - 65 M.a.	CRETACE						Repère lithologique, formée d'argiles noires			

IV. STRUCTURE HYDROGEOLOGIQUE DU BASSIN SEDIMENTAIRE SENEGALAIS

Le Sénégal possède différents types de nappes aquifères, en étroite relation avec les unités géologiques, précédemment décrites. Ces différents réservoirs aquifères sont décrits par plusieurs études et ont fait récemment l'objet d'une synthèse exhaustive par la Direction de la Gestion et de la Planification des Ressources en Eau du Sénégal (DGPRE). Cette synthèse (tab. X) identifie quatre grands systèmes en fonction de la lithologie du bassin.

L'extension géographique de ces systèmes aquifères résulte, d'une part, de la répartition spatiale de différents faciès lithologiques au sein des couches géologiques et, d'autre part, des phénomènes de karstification (pour les couches calcaires et dolomitiques) et/ou de diagenèse ayant pu intervenir après les épisodes de sédimentation.

IV.1. Le système inférieur

Cet ensemble inférieur va du socle au Cénomanién. Il se compose de sédiments argileux ou carbonatés compacts, présentant, dans l'ensemble, des caractéristiques hydrogéologiques médiocres. Les étages regroupés au sein de cet ensemble ont une extension latérale plus ou moins continue dans le bassin et reposent indifféremment sur le socle cristallin ou sur les terrains sédimentaires consolidés du Primaire.

IV.2. Le système maastrichtien

La dénomination générale de «l'aquifère Maastrichtien», englobe tous les niveaux producteurs à dominante sableuse compris dans les étages du Crétacé supérieur : Maastrichtien *sensu scripto*, puis du Campanien, du Sénonien inférieur, jusqu'au toit du Turonien. Cet étage est formé d'argiles noires imperméables et constitue un repère stratigraphique très utile du fait de son extension quasi généralisée dans le bassin sénégalais. Cet aquifère maastrichtien est souvent caractérisé par la présence d'eau salée en profondeur. La position de l'interface eau douce / eau salée peut se situer, suivant les zones géographiques, dans les horizons du Maastrichtien sens strict (du Campanien ou du Sénonien).

La nappe du Maastrichtien est la plus importante du pays avec une épaisseur moyenne de l'ordre de 200 m et un niveau statique de l'ordre de + 5 m. Généralement captive, elle fournit une eau fortement ascendante, voire même artésienne (kaolack, Birkelane...). Les débits obtenus (par pompage) sont variables et peuvent atteindre plus de 100 m³ par heure. Cette nappe est exploitée en de nombreux points depuis la région de Sébikotane (en association avec la nappe paléocène) jusqu'au méridien de Tambacounda. Elle est située à une profondeur moyenne de 250 m, en dehors de la presqu'île du Cap-Vert.

Tableau X : Synthèse récapitulative des aquifères du Sénégal

ERE	Syst	Epoque	Etage	Regroupement Strati.	Zone Nord		Système Aquifère	Zone Sud			
					Lithologie dominante	Aquif.		Lithologie dominante	Aquif.		
QUATERNAIRE				← "Ensemble supérieur" →	Sables éoliens alluvions tufs volcaniques	Aquifère	ve Terminal	Sables marins et éoliens	Aquifère		
SECONDAIRE	TERTIAIRE	NEOGENE	PLIOCENE	« CONTINENTAL TERMINAL »	"Ensemble intermédiaire" →	Sables coquilliers sables - - argileux	Aquitard	"Système Aquifère du Paléogène"	sables ou gres argileux et argiles	Aquitard	
			MIOCENE			mamo calcaire	Aquitard		sables avec bancs d'argile et calcaires	Aquifère	
			OLIGOCENE			marnes et argiles	Aquitard		calcaires karstifiés	Aquifère	
		EOCENE	LUTETIEN SUP.	Calcaires mamo-		Aquiclude	mamo calcaires passés sables		Aquitard		
				LUTETIEN INF.		sables				Aquifère	
			inf	YPRESIEN		Marnes et argiles				Aquiclude	
	PALEOGENE	PALEOCENE	PALEOCENE sup. à moyen		Mamo-calcaires calcaires	Aquifère	sables, calcaires coquilliers ou		Aquifère		
			DANIEN		Mamo calcaires	Aquitard	mamo calcaires		Aquitard		
	CRETACE	CRETACE Supérieur	SENONIEN	MAASTRICHTIEN	"Ensemble Crétacé sup." →	sables grès, sables gréseux sables	Aquifère		sableux avec passées d'argile	Aquifère	
						CAMPANIEN	Grès Sables argileux		Aquifère	sables argileux	Aquifère
						SENONIEN INF	sables argileux et argiles sableuses		Aquitard	argile sableuse	Aquitard
		TURONIEN		argiles noires		Aquiclude	Argiles noires		Aquiclude		
		CRETACE moyen	CENOMANIEN			"Ensemble inférieur" ←	calcaires argiles sableuses		Aquiclude	mamo calcaire	Aquiclude
			ALBIEN				calcaire, mamo calcaire sables argileux			Mamo calcaires, argiles sableuses	
	APTIEN		calcaire, mamo calcaire argiles sableuses	Mamo calcaires, argiles sableuses							
	CRETACE Inférieur	NEOCOMIEN		calcaire dolomitique							

Cette nappe s'étend (fig. 13) sur la quasi-totalité du bassin secondaire-tertiaire. Cependant à l'ouest, au delà de Rufisque, le Maastrichtien devient argileux et la nappe s'amenuise et disparaît. Dans les régions côtières où elle est souvent localement salée.

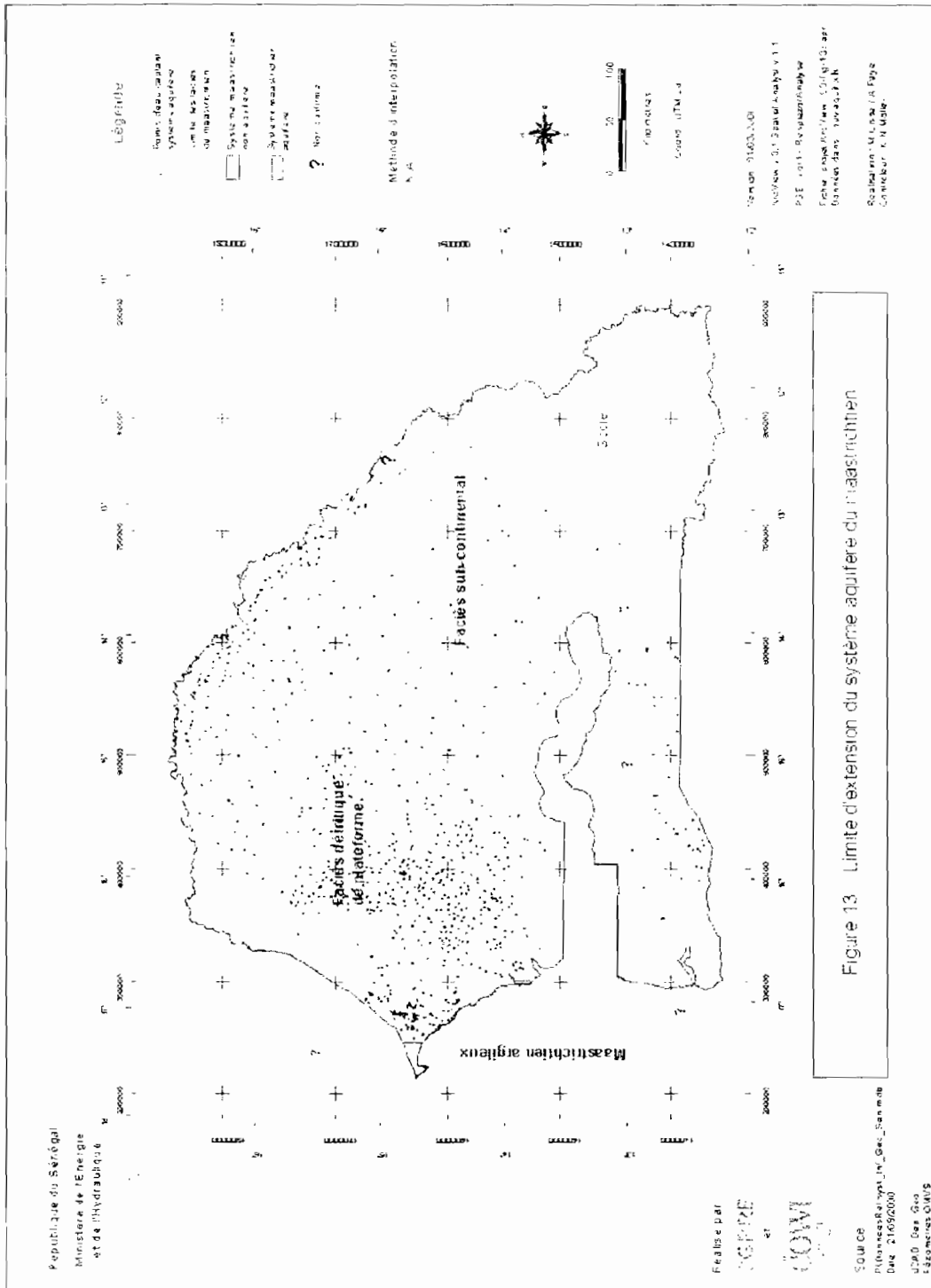


Figure 13 : Limite d'extension du système aquifère du Maastrichtien

IV.3. Le système du paléogène

Le système du Paléogène (fig. 14) comprend les formations calcaires du Paléocène et de l'Eocène

IV.3.1. Les nappes du Paléocène

Le paléocène constitue le réservoir aquifère le plus important des formations tertiaires. Il est souvent en continuité hydraulique avec le Maastrichtien sur lequel il repose en discordance. La nappe des calcaires paléocènes est activement exploitée notamment pour l'alimentation en eau de Dakar dans la région de Sébikotane, où elle est située à faible profondeur. Ailleurs, elle est plus profonde et fournit des eaux souvent fortement ascendantes. Les possibilités de cette nappe diminuent notablement vers l'Est par suite de la disparition des calcaires au bénéfice des marnes.

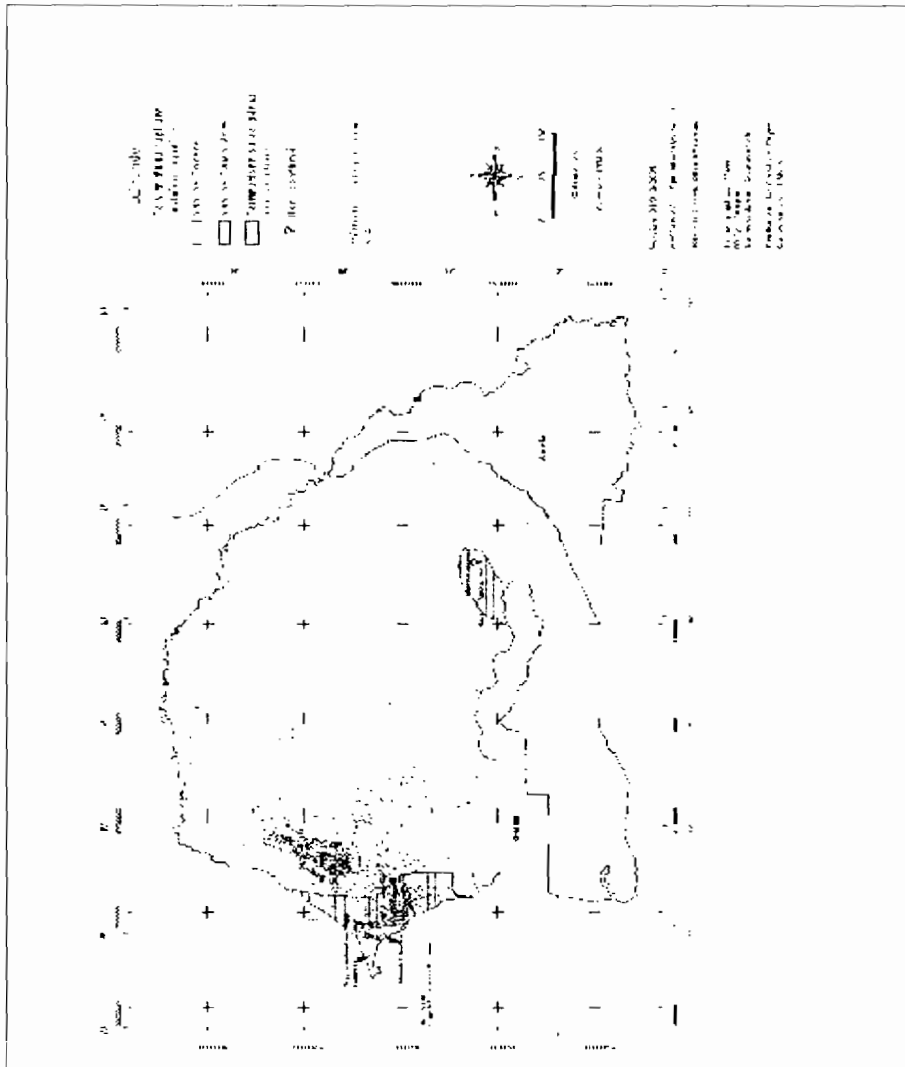


Figure 14 : limite d'extension du système aquifère des formations paléocènes (Paléocène et Eocène)

IV.3.2. Les nappes de l'Eocène

Les calcaires lutétiens sont fréquemment aquifères à l'ouest du pays, entre le Saloum et le fleuve Sénégal. Les puits qui les captent ont une profondeur comprise entre 20 à 40 m de

profondeur et les débits sont parfois élevés. Vers l'est, les possibilités aquifères de l'Eocène moyen diminuent.

Dans les formations yprésiennes, les niveaux aquifères sont peu importants. L'exemple le plus connu est celui du niveau calcaro-phosphaté à l'Est du lac de Guiers et dont les eaux sont de mauvaise qualité chimique.

un ensemble intermédiaire correspondant aux formations du Paléogène (Eocène, Paléocène). Cet ensemble, formé principalement d'assises carbonatées (marnes, marno-calcaires, calcaires) ne présente des caractéristiques hydrogéologiques intéressantes que dans les parties ayant subi des phénomènes de karstification non colmatés par la suite.

IV.4. Le complexe terminal

Le complexe terminal (fig. 15) comprend les formations qui renferment la nappe phréatique. Il s'agit, notamment, des formations du Continental Terminal (Oligocène, Miocène et Pliocène) et du Quaternaire (du Pleistocène et de l'Holocène). Il couvre, en conséquence, la quasi-totalité du bassin sédimentaire sénégalais, reposant indifféremment sur les dépôts de l'Eocène (nappe du Littoral Nord), du Paléocène (nappes superficielles du Massif de Ndiass, nappes de l'Oligo-Miocène du bas Ferlo) et du Maastrichtien (massif de Ndiass). Son épaisseur est, en conséquence, très variable, comprise entre quelques mètres et plusieurs dizaines de mètres.

Le substratum de cette unité est par conséquent très divers. Parfois sa limite ne représente qu'une variation dans les perméabilités, ce qui entraîne des échanges entre elle et les assises inférieures. C'est le cas dans la zone du horst de Ndiass et ses bordures, dans la zone du Ferlo, dans la bordure orientale du Fleuve Sénégal et en Casamance dans le secteur de Vélingara. Parfois cette limite est étanche comme dans la péninsule du Cap Vert et sur le littoral Nord, où les sables quaternaires reposent directement sur les marnes éocènes imperméables.

IV.4.1. La nappe du Continental Terminal

Les possibilités en eau du Continental terminal sensu stricto sont variables. Intéressantes dans le Sud du pays, elles diminuent notablement dans le Ferlo où son alimentation est faible et où les puits atteignent 40 à 60 m. Dans le Nord du Ferlo et la région de Linguère, l'eau est drainée dans les calcaires éocènes sous-jacents et le Continental terminal n'est pratiquement pas aquifère.

IV.4.2. Les nappes du Quaternaire

Parmi les nappes du Quaternaire, la plus importante est celle qui est située dans les sables dunaires qui recouvrent la presqu'île du Cap-Vert et qui se poursuivent tout le long de la côte, parfois assez loin vers l'intérieur. L'importance de cette nappe varie avec la forme, irrégulière, du substratum des sables. Elle est notamment exploitée à Thiaroye pour l'alimentation en eau de Dakar et on y pompe 10 000 m³ par jour. Les possibilités de la nappe sont limitées par l'importance de l'eau de pluie infiltrée et les risques de pollution par l'eau de mer avec laquelle elle est en contact.

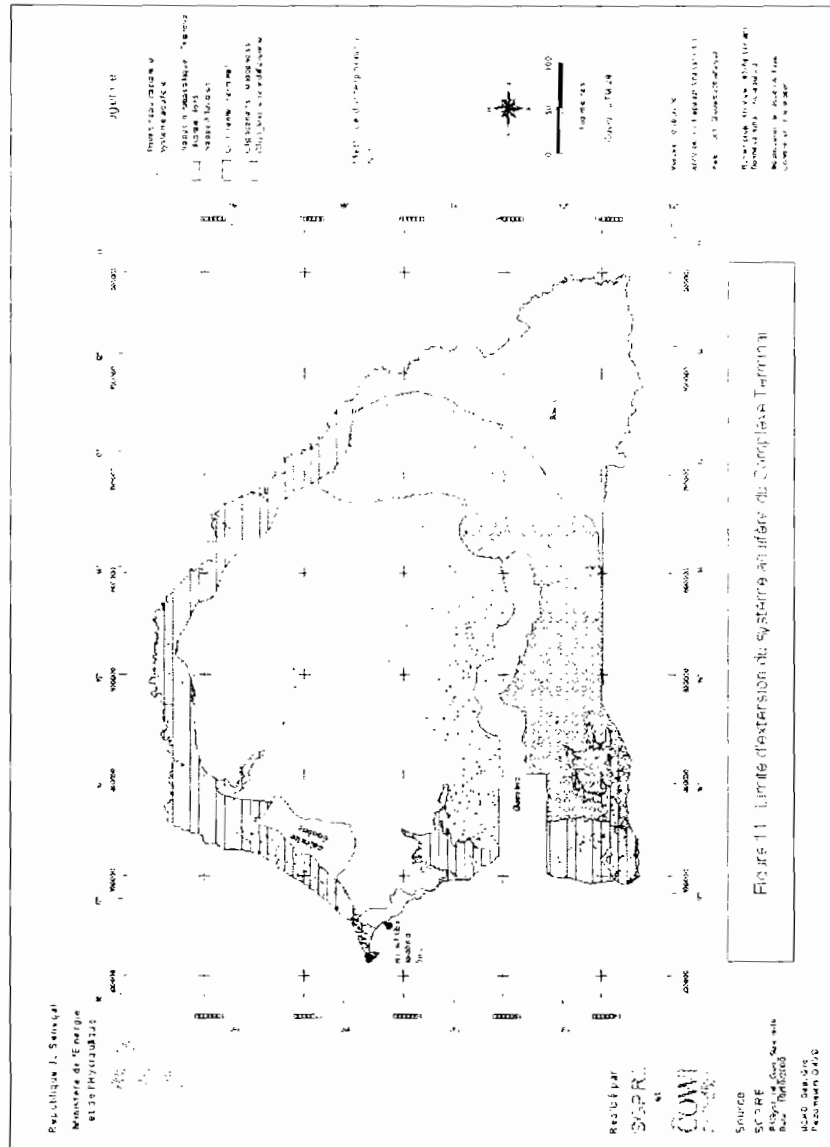


Figure 15 : limite d'extension du système aquifères du Complexe Terminal

Lorsque les sables quaternaires reposent sur des formations perméables, ce sont celles-ci qui deviennent aquifères. C'est le cas de la région de Louga où l'eau est contenue dans les calcaires lutétiens.

A ces nappes de formations quaternaires, on peut rattacher diverses nappes d'alluvions d'intérêt variable (importantes dans le cas du Sénégal et de la Casamance) et la nappe infra-basaltique de la presqu'île du Cap-Vert.

V. TYPOLOGIE DES SOLS

Les sols se répartissent en fonction des zones d'affleurement et présentent une diversité inhérente à la dynamique géomorphologique et pédo-climatique. Leur évolution actuelle, principalement fonction des facteurs anthropiques qui sont à la base des processus de formation et des transformations pédologiques, permet de définir (fig. 16) une typologie d'ensemble des sols qui se présente comme suit (Centre de Suivi Ecologique 2000):

V.1. La zone sud-est du pays

Le sud-est du pays, où affleure le socle ancien, se présente avec des sols caillouteux des plateaux de grès des contreforts du Fouta-Djalou. Sur les plaines argileuses et sur les bassins-versants traversés par la Basse Falémé se mettent en place des vertisols. Par endroit se rencontrent des sols ferrugineux généralement lessivés sur des cuirasses ferrugineuses des collines.

V.2. La zone des plateaux du bassin sédimentaire

Les plateaux du bassin sédimentaire, au modelé uniforme, contrastent avec la diversité pédologique liée à la variabilité pluviométrique. Ainsi, en dehors de la vallée du Sénégal et des régions littorales, qui sont sous influence de facteurs hydrologiques, se succèdent dans le bassin :

- des sols bruns et bruns-rouges sur les plateaux et les dunes fixées, du Ferlo septentrional à l'ouest du lac de Guiers,
- des sols ferrugineux non lessivés formés de dunes fixées, du Cayor au Ferlo central,
- des sols ferrugineux lessivés du Sine-Saloum,
- des sols ferralitiques des bas plateaux du Saloum et de la Basse Casamance.

V.3. Les zones deltaïques

Dans le delta du fleuve Sénégal, la transgression marine et la constitution de bourrelets de berge ont favorisé une accumulation de sable fin, de limon et d'alluvion portant des sols hydromorphes, halomorphes, alluviaux et des vertisols. Les dépôts de vase, en colmatant les golfes formés par la mer en Basse Casamance et au Sine-Saloum ont entraîné la formation de sols de mangrove gris-noir. En Casamance et au Sine-Saloum, s'étendent des tanns, sols de mangroves dégradés et salés.

V.4. La presqu'île du Cap-Vert

La presqu'île du Cap-Vert est couverte par des sols ferrugineux non lessivés. Les sols hydromorphes des Niayes apparaissent sur les anciens cordons dunaires tandis que les sols à minéraux bruts forment des dunes récentes et actuelles.

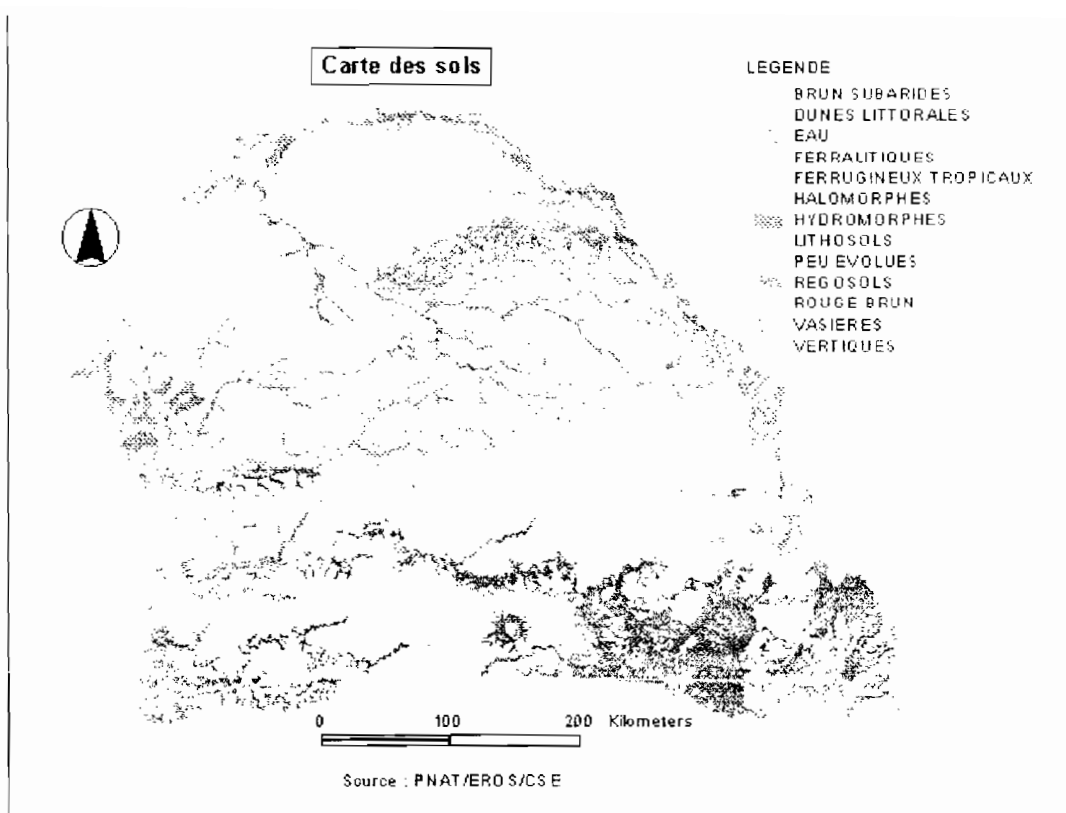


Figure 16 : carte pédologique du Sénégal (Centre de Suivi Ecologique 2000)

Conclusion partielle

Le Sénégal, est dans sa quasi-totalité, contenu dans le bassin sédimentaire Sénégalo-mauritanien qui dispose d'un potentiel important de stocks d'eau souterraine. Ces ressources en eau sont contenues dans trois grands réservoirs que sont :

1. Le réservoir profond, généralement constitué par le Maastrichtien et qui contient une nappe profonde, exploitable par forages,
2. Le complexe intermédiaire du Paléocène et de l'Eocène à porosité de fracture, également exploitable par forage,
3. Le complexe terminal, constitué par des formations diverses (du Continental Terminal et du Quaternaire) et qui contiennent une nappe superficielle, exploitable par des puits traditionnels. Ce réservoir superficiel, qui ne dispose pas de réserves importantes, joue cependant un rôle important dans l'hydraulique villageoise et la physionomie du paysage notamment dans le domaine soudanien qui couvre la moitié sud du pays.

Au plan climatique le pays est partagé en deux grandes zones, disposant de caractéristiques hydrologiques très contrastées.

La moitié sud du pays, est humide, une pluviométrie annuelle comprise entre 500 et plus de 1000 mm. Elle définit les domaines soudanien et soudano-guinéen disposant d'une forêt guinéenne faite de grands arbres et d'un réseau hydrographique à écoulement semi-pérenne et pérenne.

La moitié nord du pays est, à l'opposé sèche, avec une pluviométrie comprise entre 500 mm et 100 mm. Elle définit la bande sahélienne caractérisée par un paysage semi-aride à aride avec une végétation rare faite d'épineuses et au réseau hydrographique fossilisé.

En sus de cette raréfaction hydrique sud-nord, le pays fait face, depuis la fin de la décennie 1960, à un déficit pluviométrique de plus en intense qui met en péril les disponibilités en eau de surface (cours d'eau) et de sub-surface (nappes phréatiques), qui constituent la base de l'hydraulique villageoise.

L'intensité et la persistance de ce déficit pluviométrique sont de nature à induire des modifications durables des écosystèmes naturels à l'échelle du pays. Sa dynamique, qui constitue le sujet de la deuxième partie de ce document, s'inscrit dans le contexte des changements globaux prévus par les scénarios climatiques au cours des prochaines décennies.

DEUXIEME PARTIE : PROBLEMATIQUE DU CHANGEMENT CLIMATIQUE A L'ECHELLE GLOBALE ET LOCALE

VI. LES MECANISMES GENERAUX DU CLIMAT GLOBAL

VI.1. Définition du climat

Le climat peut être conçu comme un état de l'atmosphère se traduisant, de façon originale, compte tenu de la position en latitude de l'endroit considéré et de l'allure de son substratum (continent, océan). L'état de l'atmosphère est cependant compris différemment, selon les auteurs. Certains y voient un ensemble de phénomènes qui caractérisent l'état moyen de l'atmosphère en un point de la surface terrestre (Martonne E. de), d'autres (Pédelaborde P. 1959) envisagent la série des états de l'atmosphère au-dessus d'un lieu, dans leur succession habituelle. Ainsi climatologie revêt un aspect analytique et dynamique:

VI.2. L'atmosphère, cadre et facteur des phénomènes climatiques

L'atmosphère sert de cadre au déroulement du temps et du climat mais constitue aussi un facteur climatique. Les variations de sa structure et de sa composition instantanée en font un milieu animé qui influe sur le temps par des mouvements corrélatifs de centres d'action majeurs et de tourbillons modestes qui imposent les grands thèmes climatiques (répartition des aires de sécheresse et d'humidité en particulier). Ces mouvements résultent eux mêmes de la radiation solaire, de la sphéricité de la terre, de sa rotation sur elle-même et autour du soleil, de la physionomie du substratum géographique, de la composition de l'atmosphère. Sans être exhaustif, il nous apparaît opportun de rappeler en substance, quelque mécanisme du processus de mise en place d'un type de climat et des facteurs de sa modification, particulièrement ceux des temps modernes qui imposeront probablement à l'humanité un changement climatique (GIEC 1990).

VI.2.1. Le phénomène radiatif

L'énergie calorifique que reçoivent l'atmosphère terrestre et le sol leur vient presque exclusivement du soleil. Le rayonnement ou spectre solaire se trouve surtout dans l'ultraviolet, le visible et l'infrarouge. Il atteint le sol, avec cependant beaucoup de vicissitudes, notamment au sommet et à la base de l'atmosphère. Le filtrage le plus important s'opère dans la stratosphère par l'ozone qui a de fortes propriétés absorbantes dans l'extrême ultraviolet.

Dans la troposphère, notamment la troposphère inférieure, les phénomènes radiatifs sont complexes, variables selon le lieu et l'instant (radiation diurne par soleil brillant ou voilé, radiation nocturne). Le rayon lumineux subit, à la traversée de l'atmosphère et à l'arrivée au sol, des modifications dont les plus marquantes sont :

VI.2.1.1. La dispersion et la diffusion

Il s'agit de la réflexion de certains rayons incidents à la rencontre des éléments constitutifs de l'atmosphère (molécules d'air, poussières, gouttelettes d'eau des nuages, etc.). Ce rayonnement qui retourne à l'atmosphère, sans profit pour la terre constitue le rayonnement diffus. Il explique l'éclairement de l'atmosphère même par temps couvert. Il est fonction de la longueur de l'onde incidente et de la dimension de la particule perturbatrice. Ce processus de diffusion contribue au rafraîchissement de l'atmosphère et de la surface terrestre. Il est plus important aux pôles du fait de l'obliquité du rayonnement incident et justifie le déficit énergétique au sol vers les hautes latitudes.

VI.2.1.2. L'albédo

Le spectre lumineux qui échappe à la diffusion de l'atmosphère atteint la terre. Une partie de ce spectre fait également l'objet d'une réflexion par le substratum géographique en fonction de son éclat. Cette fraction du rayonnement qui ne profite pas à la terre est appelée albédo. Elle varie avec la nature du milieu affecté, plus important lorsque celui-ci est plus éclatant (la neige aura ainsi le plus fort albédo, ce qui contribue également au maintien du froid aux pôles.

VI.2.1.3. L'absorption

Ce qui de la radiation solaire ou diffuse ne repart pas vers l'espace, dispose d'un pouvoir calorifique et contribue à l'échauffement des corps qui lui sont soumis. C'est l'absorption. Ainsi, par absorption, l'atmosphère et la terre accumulent de l'énergie. La vapeur d'eau constitue, au niveau de la basse troposphère l'agent absorbant majeur. L'air est à peu près transparent aux radiations solaires directes et diffuses, d'où l'intensité de la radiation arrivant au sol en air sec (cas des grands déserts intertropicaux). La surface du sol absorbe, en antagonisme avec l'albédo, une quantité de chaleur beaucoup plus importante que l'atmosphère.

VI.2.1.4. La conduction

En accumulant ainsi de l'énergie, le sol et l'atmosphère deviennent à leur tour des sources de rayonnement de chaleur et sont appelés corps noirs. Par conduction la terre rayonne de la chaleur en direction de l'atmosphère. C'est le rayonnement propre de la terre qui constitue un phénomène de déperdition pour la terre mais un gain pour l'atmosphère dans la gamme des infrarouges (absorption par l'ozone, l'anhydride carbonique et la vapeur d'eau et semble-t-il les poussières de l'air. L'atmosphère échauffée rayonne également la chaleur (rayonnement propre de l'atmosphère).

VI.2.1.5. Le bilan radiatif au sol

L'impact du phénomène radiatif (direct et diffus, albédo, rayonnements propres de la terre et de l'atmosphère) sur le substratum c'est à dire à la base de l'atmosphère peut ainsi être apprécié en effectuant le bilan de la radiation nette (R net) au niveau du sol. Ce bilan

correspond à la différence entre les apports (radiation directe S; radiation diffuse D; partie du rayonnement propre de l'atmosphère dirigée vers le bas A) et les pertes (albédo R; rayonnement propre de la terre T). A noter qu'une partie de R et T se retrouve, bien évidemment, dans A).

$$R_{net} = (S + D + A) - (R + T)$$

Radiation solaire
Ray. diffus
Ray. dir. vers le bas
Part./ray./atm.
Albédo
Ray./terre
nette

Ainsi de nuit, alors que le rayonnement solaire, le rayonnement diffus, et corrélativement, l'albédo disparaissent, il ne reste plus, en opposition, que les rayonnements propres, de la terre et de l'atmosphère. Par temps clair et sec, le rayonnement propre de la terre devient important et les nuits sont froides suite au refroidissement rapide de la terre. L'effet inverse est obtenu lorsque le ciel est couvert (effet de serre).

VI.2.1.6. Bilan radiatif terre-atmosphère et les facteurs de distribution de l'énergie à la surface du globe

Le bilan radiatif au sol s'intègre dans le bilan radiatif général terre-atmosphère qui se calcule au sommet de l'atmosphère et qui stipule que la planète, assortie de son atmosphère, émet autant d'énergie calorifique qu'elle en reçoit et que la température de la terre demeure globalement constante.

L'intensité de la partie de la radiation qui atteint le sol est cependant distribué différemment par le jeu de la radiation solaire et des facteurs planétaires.

Ainsi l'atmosphère intervient par son degré de transparence, sa teneur en certains gaz (vapeur d'eau, notamment, gaz à effet de serre d'origine naturelle et anthropique) et la longueur de traversée qu'elle impose aux rayons. Plus le trajet au sein de l'atmosphère est long, plus le rayon parvient faiblement au sol. Ainsi, la terre reçoit plus d'énergie à l'équateur qu'aux pôles du fait de la sphéricité du globe.

VII. LES BASES ACTUELLES DE L'EVOLUTION DU CLIMAT GLOBAL

Au tout début du 20^{ème} siècle, le climat était perçu comme un état stationnaire à l'échelle humaine, ses variations n'étant considérées comme significatives qu'à l'échelle géologique. C'est seulement à partir des années 1970, que des études scientifiques ont attesté la version actuelle du processus climatique qui est en effet un état dynamique, très sensible aux perturbations de toute sorte, en l'occurrence anthropiques, devenues très importantes à l'avènement de l'aire industrielle. L'accumulation des gaz dits à effet de serre (GES) dans l'atmosphère, en modifiant la composition atmosphérique, entraîne des perturbations climatiques perceptibles à l'échelle humaine.

VII.1. Origine du problème

L'origine des perturbations climatiques actuelles, qui peuvent conduire à une modification profonde du climat dans un proche avenir, est l'accumulation, à un taux exagéré, des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Cette relation, très étroite, entre les émissions anthropiques de GES et les modifications du climat à l'échelle du globe, a été confirmée à partir des années 1980 (GIEC 1990). Ce constat a suscité la préoccupation de la communauté internationale qui s'est mise à chercher des voies et moyens d'établir un ordre international sur les questions de l'environnement mondial, notamment la limitation des émissions de gaz à effet de serre. C'est ainsi qu'en 1990, l'Assemblée Générale des Nations Unies a mis en place un Comité Intergouvernemental chargé d'établir une Convention Cadre sur les Changements Climatiques (CCNUCC).

VII.1.1. La concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère

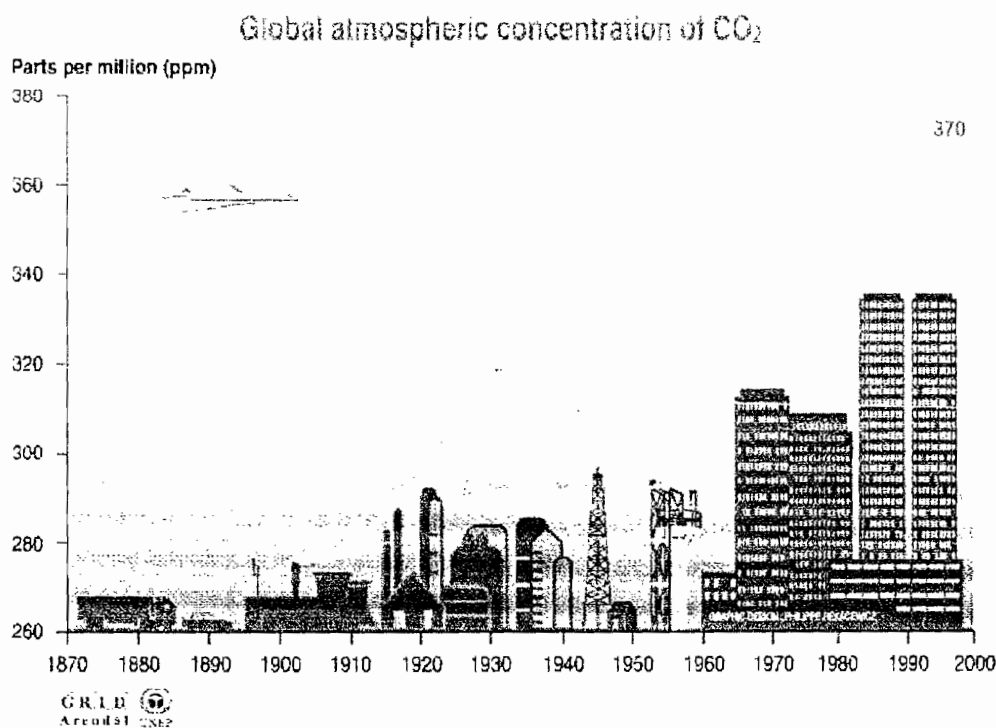
Un gaz est dit à effet de serre lorsque sa présence dans l'atmosphère augmente la température de la surface terrestre. Les gaz à effets de serre sont d'origine naturelle ou anthropique. Les principaux gaz à effet de serre d'origine naturelle sont la vapeur d'eau (H_2O), le dioxyde de carbone (CO_2), l'ozone (O_3), le méthane (CH_4) et l'oxyde nitreux (N_2O). Les grands groupes de gaz purement anthropiques sont les CFC (trichlorofluorométhane (CCl_3F)) et les dichlorodifluorométhanes (CCl_2F_2), les chlorodifluorométhane (CF_2HCl), les gaz de la famille des halocarbures (HFC) et les espèces entièrement fluorées comme l'hexafluorure de soufre (SF_6), etc.

La vapeur d'eau est le principal gaz à effet de serre. Il est aussi le plus étroitement associé au climat et le moins dépendant des activités humaines. Lié à la température en surface, son évolution dans l'atmosphère est assez rapide (environ huit jours). Par contre, tous les gaz à effet de serre qui sont fonction des émissions anthropiques, exception faite de l'ozone, ont une répartition homogène dans l'atmosphère. Leur concentration ne dépend donc pas de leur lieu d'émission, ce qui explique l'universalité de la pollution anthropique de l'atmosphère.

A part la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone, tous les autres gaz à effet de serre sont éliminés par réactions chimiques ou photochimiques dans l'atmosphère. Le dioxyde de carbone migre perpétuellement entre un certain nombre de réservoirs ou lieux d'accumulation provisoire selon le cycle du carbone (atmosphère, végétaux terrestres, eaux et sédiments océaniques).

Les aérosols, petites particules en suspension dans l'air, ont plutôt un effet rafraîchissant pour la planète. Ils interviennent en réfléchissant une partie du rayonnement incident en direction de l'espace, en régulant la nébulosité et les propriétés optiques des nuages et en absorbant une partie du rayonnement infrarouge ou rayonnement propre de la terre. Les aérosols ont une origine naturelle et artificielle. Les aérosols naturels comprennent le sel marin, les poussières et particules terrestres et volcaniques tandis que les artificielles proviennent de la combustion de la biomasse et des combustibles fossiles. Certains aérosols, comme les poussières, sont directement émis dans l'atmosphère mais la majorité d'entre eux, comme l'ozone troposphérique, sont issus de la transformation chimique de gaz précurseurs. Par contre, tous les aérosols troposphériques ont une durée de vie très limitée car ils sont rapidement lessivés par les pluies.

L'évolution actuelle du climat a donc pour base fondamentale la modification de la composition et de la teneur en gaz de l'atmosphère. Le changement climatique attendu dans les prochaines décennies, est le fait (GIEC 1990) de l'accumulation, en proportion exagérée, des gaz à effet de serre d'origine anthropique, notamment de CO₂ dont la concentration atmosphérique n'a cessé de croître depuis l'ère industrielle. Il est apparu que cette teneur en CO₂ atmosphérique est passée (fig. 17) d'un taux d'environ 280 ppmv (parties par millions par unité de volume) à 367 ppmv de nos jours.



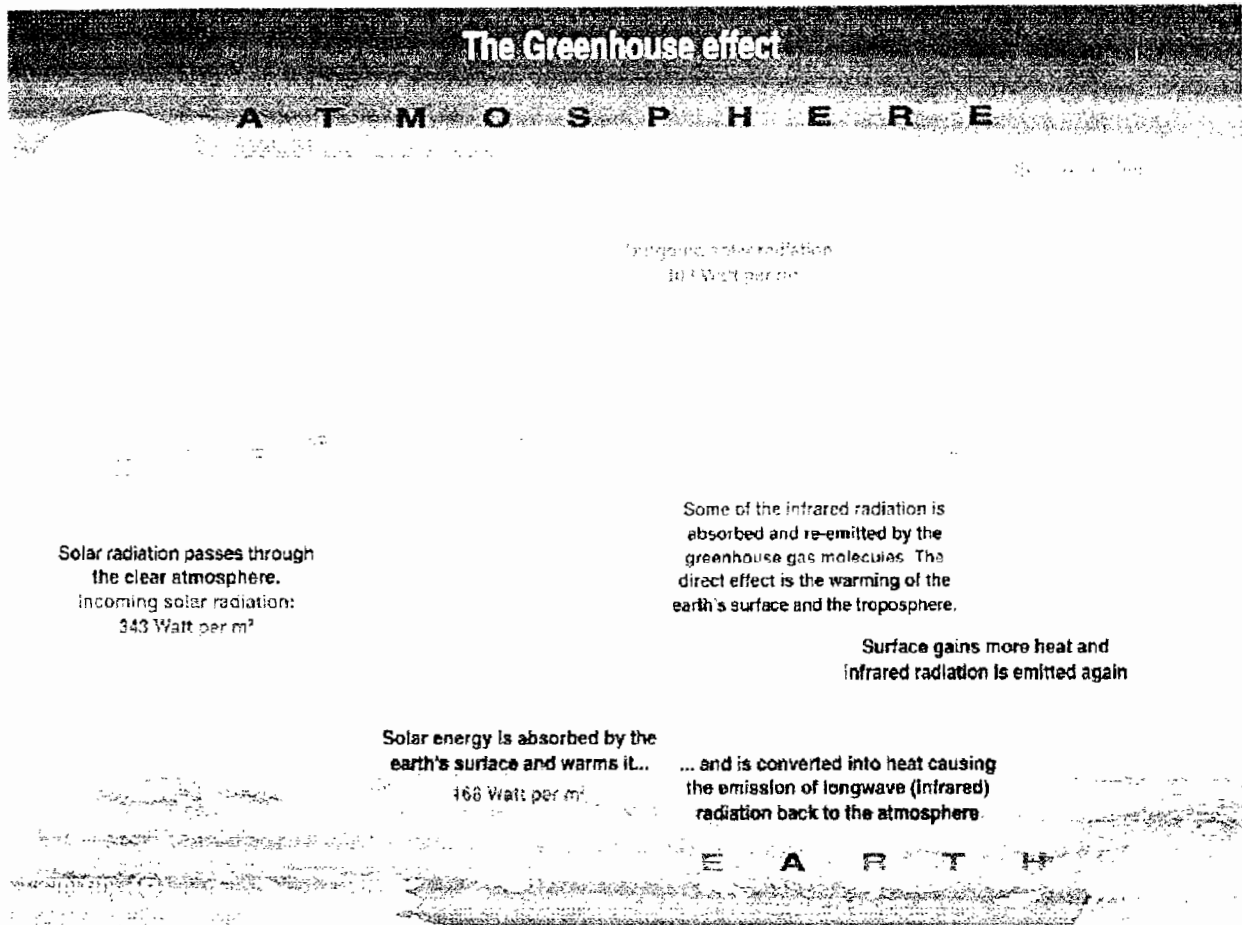
Sources: F.P. Whorf, Scripps, Mauna Loa Observatory, Hawaii; Institution of oceanography (SIO), University of California, La Jolla, California, United States, 1999

Figure 17 : évolution de la concentration de gaz carbonique dans l'atmosphère depuis la période pré-industrielle

VII.1.2. L'effet de serre

Comme nous venons de le rappeler, dans l'introduction du processus énergétique global, en conditions normales le bilan radiatif terre-atmosphère est en perpétuelle équilibration. La terre, se chauffant par absorption du rayonnement incident, issu du soleil, restitue à l'atmosphère l'excédent d'énergie sous forme de rayonnement infrarouge.

Cet équilibre dynamique du système sol-atmosphère est rompu lorsque la concentration des gaz à effet de serre et des aérosols évolue dans l'atmosphère. Ces composants, naturels ou anthropiques de l'atmosphère, en perturbant le bilan radiatif global, déclenchent, un processus complexe d'actions/rétroactions (fig. 18), entre les différentes composantes du système climatique et peuvent ainsi conduire à des modifications durables du climat, appelées changements climatiques.



Sources: Canadian university college in Canada; Department of geography, University of Oxford, school of geography; United States Environmental Protection Agency (EPA), Washington; Climate change 1995, The science of climate change, contribution of working group I to the second assessment report of the intergovernmental panel on climate change, UNEP and WMO, Cambridge university press, 1996.

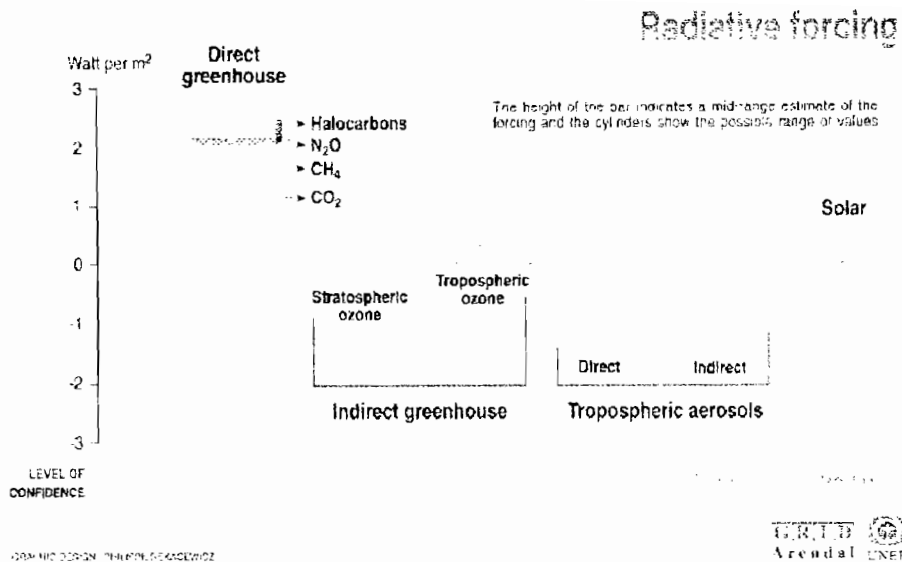
Figure 18 : Processus de l'effet de serre à l'échelle globale (IPCC 1996)

VII.1.3. Le forçage radiatif

Les gaz à effet de serre réduisent la perte nette du rayonnement infrarouge en direction de l'espace tout en ayant peu de propriétés absorbantes sur le rayonnement incident. En d'autres termes, ils sont transparents aux rayons incidents mais opaques aux rayons infrarouges émis par la terre. Ceci entraîne l'accumulation de l'énergie dans les basses couches de l'atmosphère par lesquelles le climat est perçu. Il en résulte, corrélativement, une élévation de la température superficielle de la terre. Les aérosols provoquent par contre l'effet inverse. Ils refroidissent la surface terrestre par leurs propriétés réfléchissantes et absorbantes.

L'augmentation de la température du globe terrestre, suite à l'accumulation de l'énergie dans l'atmosphère par les gaz à effet de serre, est appelée forçage radiatif. Il est estimé entre 4.0 et 4.5 W.m⁻² pour un doublement de la concentration de gaz carbonique avant l'ajustement thermique. Cet ajustement devrait réduire (Cess M. 1993) le forçage d'environ 0.5 Wm⁻², ce qui le traduit en terme net entre 3.5 et 4.0 Wm⁻².

Le schéma de la figure 19 donne une vue explicative de ce processus et présente les niveaux de forçage respectifs des principaux gaz à effet de serre que sont le CO₂ le CH₄ et le N₂O et les Halocarbones. Le plus important parmi eux étant le gaz carbonique (CO₂) qui contribue pour environ 1.5 Wm² du forçage global. Ici il est prouvé que les hypothèses des pulsations contribuent très peu dans ces processus d'élévation du bilan énergétique du globe.



Source: Climate change 1996, The science of climate change, contribution of working group 1 to the second assessment report of the intergovernmental panel on climate change, UNEP and WMO, Cambridge university press, 1996.

Figure 19 : Schéma du forçage radiatif (IPCC 1996)

VII.1.4. Le forçage radiatif et les modifications du climat globale

Le climat est, somme toute, un état d'équilibre dynamique entre ses composantes que sont la surface terrestre, les océans, la cryosphère, la biosphère et l'atmosphère. La modification d'un des paramètres de ce système, à un point quelconque de la terre, peut avoir des répercussions à l'échelle globale. Dans les années 1980, des études scientifiques ont confirmé la relation, très étroite, entre les émissions anthropiques de GES et les modifications du climat à l'échelle du globe. Ce constat a suscité la préoccupation de la communauté internationale qui s'est mise à chercher des voies et moyens d'établir un ordre international sur les questions de l'environnement mondial, notamment la limitation des émissions de gaz à effet de serre. C'est ainsi qu'en 1990, l'Assemblée Générale des Nations Unies a mis en place un Comité Intergouvernemental chargé d'établir une Convention Cadre sur les Changements Climatiques (CCNUCC).

Sous l'impulsion de la communauté internationale, des études très poussées sur l'évolution du climat ont été menées et un groupe de travail (le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat, GIEC), chargé du suivi et de la coordination de ces études, a été mis en place. Ces recherches ont permis de décrire et de modéliser les transformations essentielles qu'encourt l'humanité face à ce que l'on peut appeler le «péril des gaz à effets de serre».

VII.1.4.1. Les modifications de la couverture nuageuse

La quantité, l'emplacement, la hauteur, la durée de vie et les propriétés optiques des nuages jouent un rôle important dans le climat de la terre. Toute modification de ces paramètres peut entraîner de profondes transformations du climat à l'échelle du globe. Or ces paramètres sont intimement liés aux champs de température et d'humidité tridimensionnels ainsi qu'aux processus dynamiques de l'atmosphère (en l'occurrence, les vents). Dès lors, on comprend l'incidence prépondérante du forçage radiatif sur l'évolution du climat.

Ces modifications du bilan radiatif au sol et qui sont à l'origine de la mise en place des grands centres d'action des vents (cellules anticycloniques) peuvent expliquer les problèmes que connaît actuellement la mousson pluvieuse de l'Afrique occidentale et les perturbations pluviométriques qui en découlent. Sous le contrôle de trois centres d'action de vents, que sont l'anticyclone de Sainte Hélène (dans l'atlantique sud), l'anticyclone des Açores (dans l'atlantique Nord) et la cellule anticyclonique maghrébine. Sa dynamique migratoire semble, en toute vraisemblance, être modifiée par la rupture probable des rapports d'influence entre ces trois forces d'action de vents. De nos jours le groupe de recherche pluridisciplinaire AMMA (Etude de la Mousson Africaine) se penche sérieusement sur la compréhension de cet important processus climatique.

VII.1.4.2. Les modifications de la surface terrestre

Les caractéristiques de la surface terrestre, comme la couverture végétale et les calottes glaciaires, influent fortement sur la répartition du bilan énergétique global. La couverture végétale joue un rôle important dans l'absorption de l'énergie solaire et du dioxyde de carbone (un des principaux gaz à effet de serre), les flux de chaleur, de vapeur d'eau ainsi que de multiples mouvements entre le sol et l'atmosphère. L'ensemble des mouvements influe sur le climat local et peut s'étendre à l'ensemble de la planète. Les couvertures de glace et de neige, par leur pouvoir réfléchissant contribuent également à la répartition du bilan radiatif. Leur disparition sous l'effet d'une évolution thermique entraîne indubitablement un effet rétroactif positif sur le forçage radiatif.

VII.1.4.3. Les modifications des océans

Les océans jouent un rôle important dans la répartition du bilan énergétique global. Outre l'absorption du CO₂ et donc la régulation du forçage radiatif, les océans, par le jeu des courants océaniques, contribuent aux échanges thermiques entre les zones froides (polaires) et chaudes (équatoriales). Les modifications du bilan thermique suite au forçage radiatif entraînerait un déséquilibre de sa composition et de la circulation océanique, déséquilibre dont les conséquences seraient incalculables à l'échelle planétaire. La figure 20 ci-dessous, présente une vue panoramique du cortège de ces impacts multiples et divers sur les différents systèmes planétaire et montre si besoin en était, l'urgence d'une action d'envergure pour conjurer la menace d'un changement climatique dans les prochaines décennies.

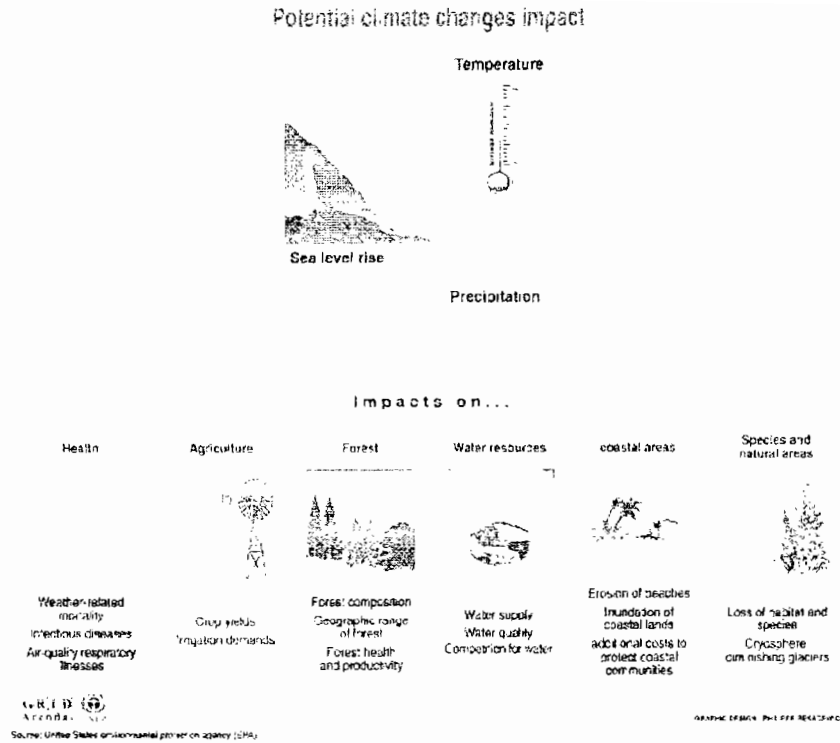


Figure 20 : Les impacts potentiels du changement climatique

VII.2. Les bases de l'évolution climatique à l'échelle locale

VII.2.1. Rappel du processus de l'évaluation

Des études, visant à identifier les indices d'un changement climatique à l'échelle du pays, ont été entreprises par un groupe de chercheurs en 1998 (Malou R., Dacosta H., TANDIA A.A., GAYE A., DIENE M. 1999). Ces études ont été initiées par le Gouvernement du Sénégal qui, dans le cadre des dispositions de la Convention Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques (CCNUCC), devait faire le point sur l'évolution du climat local et de ses impacts sur les ressources naturelles ainsi que les activités socio-économiques. Ces études sont, comme le recommande le GIEC (Groupe Intergouvernementale sur les Changements Climatiques), basées sur l'usage des modèles climatiques globaux de circulation générale (GCM).

Dans le cas précis du Sénégal, la génération des futures modifications des paramètres climatiques, notamment des températures et des précipitations, a été faite sur la base de GCM, mais en corrélation avec les données climatiques réelles afin d'obtenir une bonne appréciation des ces modifications futures (Gaye A. Th., Fongang S., Dabo E. M. F., Sambou E., Sall S. M. 2000).

Cette dérogation à la méthodologie globale, a été autorisée compte tenu de la faible résolution des modèles globaux dont les meilleurs ne fournissent qu'une résolution de 5° en latitude sur 5° en longitude, ce qui ne donne que quatre points sur le pays, valeurs jugées très insuffisantes pour une bonne cartographie d'un processus couvrant le territoire national.

Sur cette base, il a été montré que le Sénégal connaîtra, dans les 100 prochaines années, un réchauffement dont les conséquences seront un appauvrissement de la couverture nuageuse et

donc un abaissement corrélatif des précipitations. Ceci est, soulignons le, en parfaite adéquation avec le déficit pluviométrique que nous décrirons plus loin dans la situation de base pluviométrique du pays.

VII.2.2. Modifications des températures et des précipitations

La génération des modifications des paramètres climatiques a été faite avec le modèle UKTR qui est un modèle couplé «océan – atmosphère» et d'une résolution acceptable (5° en latitude et longitude). Les changements ont eu pour base de référence la normale 1961/1990 et pour horizons de projection 2050 et 2100. Les trois scénarios d'émission de GES choisis sont l'IS92a avec trois niveaux de sensibilité climatique :

1. Une basse sensibilité, correspondant à un réchauffement moyen de 1.5 °C ;
2. Une sensibilité moyenne prévoyant un réchauffement de 2.5 °C,
3. Une sensibilité haute avec un réchauffement de 4.5 °C.

VII.2.3. Les modifications de températures

En ce qui concerne les températures les résultats montrent que, pour toutes les sensibilités, il existe un gradient positif Est Ouest des valeurs de réchauffement variant entre 0.8 °C et 1.1 °C (sensibilité basse = 1.5°C), 0.95 °C et 1.55 °C (sensibilité moyenne= 2.5°C), 1.5 °C et 2.2 °C (sensibilité haute = 4.5°C). Les plus petites valeurs de réchauffement notées en zone côtière (fig. 21) peuvent s'expliquer par l'effet de l'upwelling qui est pris en compte par le modèle. On peut grossièrement subdiviser le territoire en 2 parties situées de part et d'autre de la longitude 14° Ouest. La région Ouest, caractérisée par des valeurs inférieures à la moyenne du globe (1° .0C pour la sensibilité 1.5°C, 1.4°C pour la sensibilité 2.5°C et 1.9°C pour la sensibilité 4.5°C). La région Est aura cependant des valeurs de réchauffement supérieures ou égales à la moyenne mondiale.

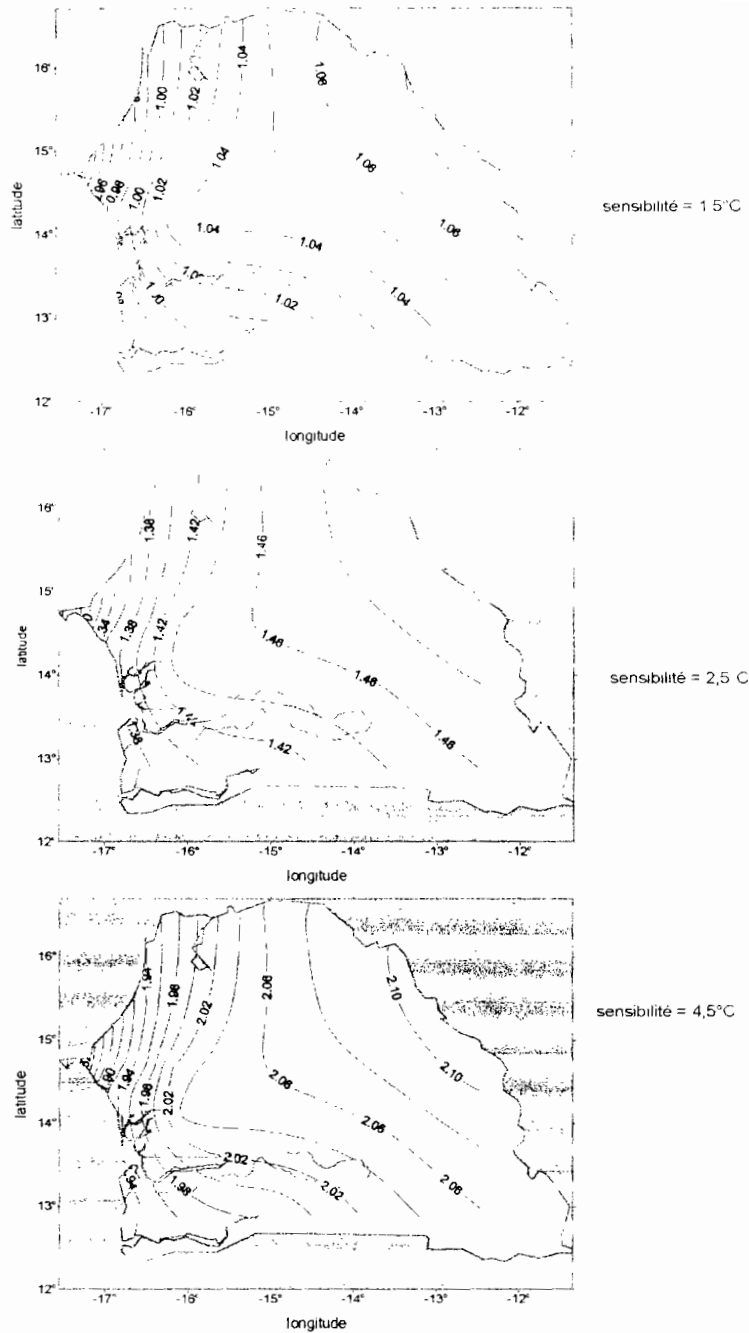


Figure 21 : Changements de température moyenne annuelle (°C) en 2050 par rapport à la normale 1961 - 90 sur le Sénégal, pour différentes sensibilités climatiques. Le scénario d'émissions utilisé est IS92a. Le modèle global (GCM) utilisé est UKTR (Modèle de UK Meteorological Office).

VII.2.4. Les modifications des précipitations

Les changements de précipitations (fig. 22) se caractérisent par une distribution méridienne des diminutions relatives des hauteurs de pluies. L'on remarque que le Sud s'asséchera plus que le Nord quelle que soit la sensibilité. Cette réduction des précipitations est plus sensible au Sud Ouest (-17 % avec la sensibilité 2.5°C) tandis qu'elle est moins perceptible au Nord Ouest où certains modèles prévoient mêmes de légères hausses.

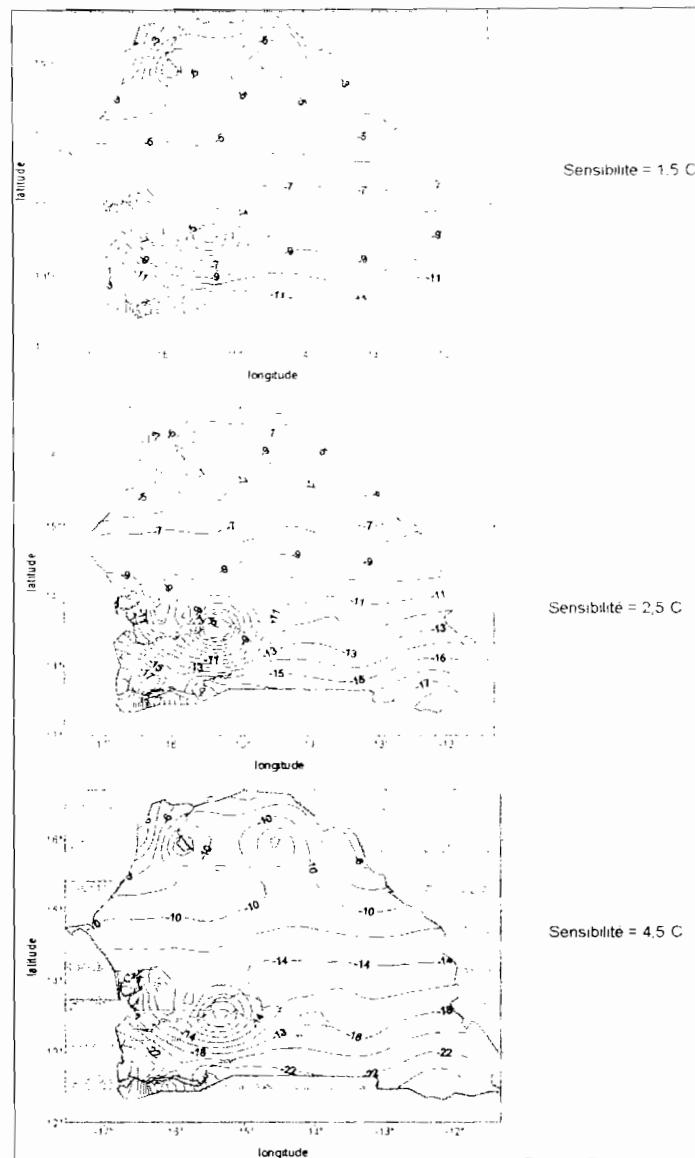


Figure 22 : Changements des précipitations annuelle (%) en 2050 par rapport à la normale 1961 - 90 sur le Sénégal, pour différentes sensibilités climatiques. Le scénario d'émissions utilisé est IS92a. Le modèle global (GCM) utilisé est UKTR (Modèle de UK Meteorological Office) .

VII.2.5. Changements de probabilités d'occurrence des températures extrêmes.

Un autre indice de l'évolution vers un changement climatique, est la probabilité d'occurrence des valeurs extrêmes. Ces investigations sont basées sur la recherche de lois statistiques de distribution des valeurs extrêmes qui permettent de déterminer leurs prévalences futures. Les recherches, qui ont été entreprises en terme de température et de pluviométrie ont montré une forte prévalence des ces valeurs extrêmes au cours de la normale 1961-1990 prise comme période de référence. La figure (fig. 23) montre que les températures comprises entre 30.5 °C et 34.5 °C ont été les plus fréquentes au cours de cette période de référence climatique. Ceci corrobore les prévisions des modèles et indique que si cette tendance se poursuit, le pays s'inscrira dans la dynamique du réchauffement global.

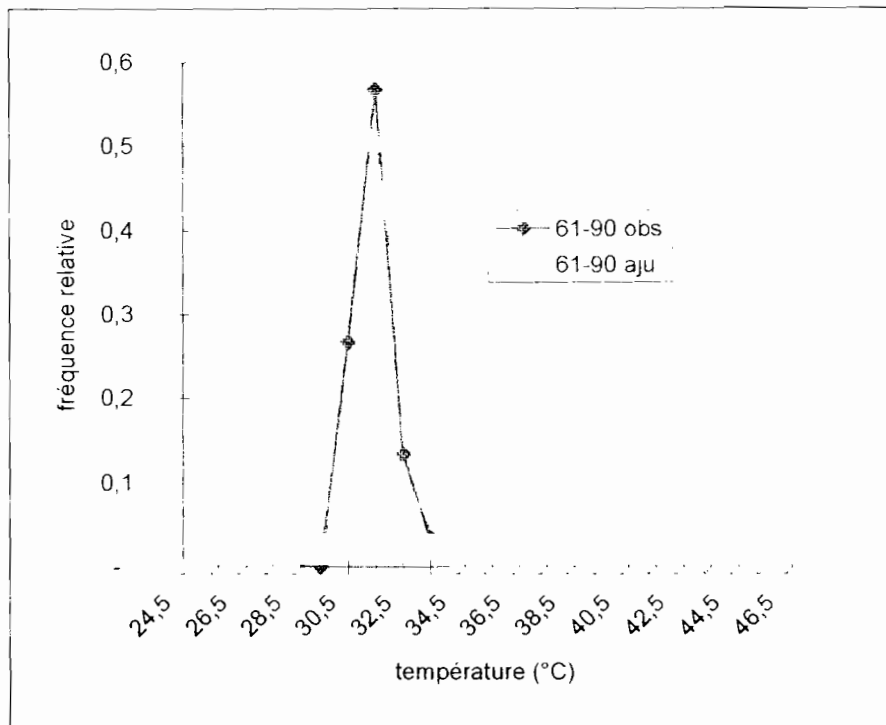


Figure 23 : Distributions, observée et théorique des fréquences relatives de la température maximale de la normale 1961-1990 à Kolda en juillet.

Les projections futures se font en considérant, selon les auteurs un taux d'augmentation de la variance de +20% par degré de réchauffement global.

Les résultats sont présentés sur la figure 24 pour 2 localités différentes (Matam et Kolda) qui se trouvent respectivement en zone sahélienne et soudano-guinéenne. Ces figures représentent les probabilités d'avoir des T_{max} supérieures à la température maximale la plus probable de la normale 1961-1990. Elles montrent, toutes, un accroissement de cette probabilité de 1990 à 2100. Cela signifie qu'avec le réchauffement global on observera de moins en moins des valeurs de température maximale inférieures à ce seuil.

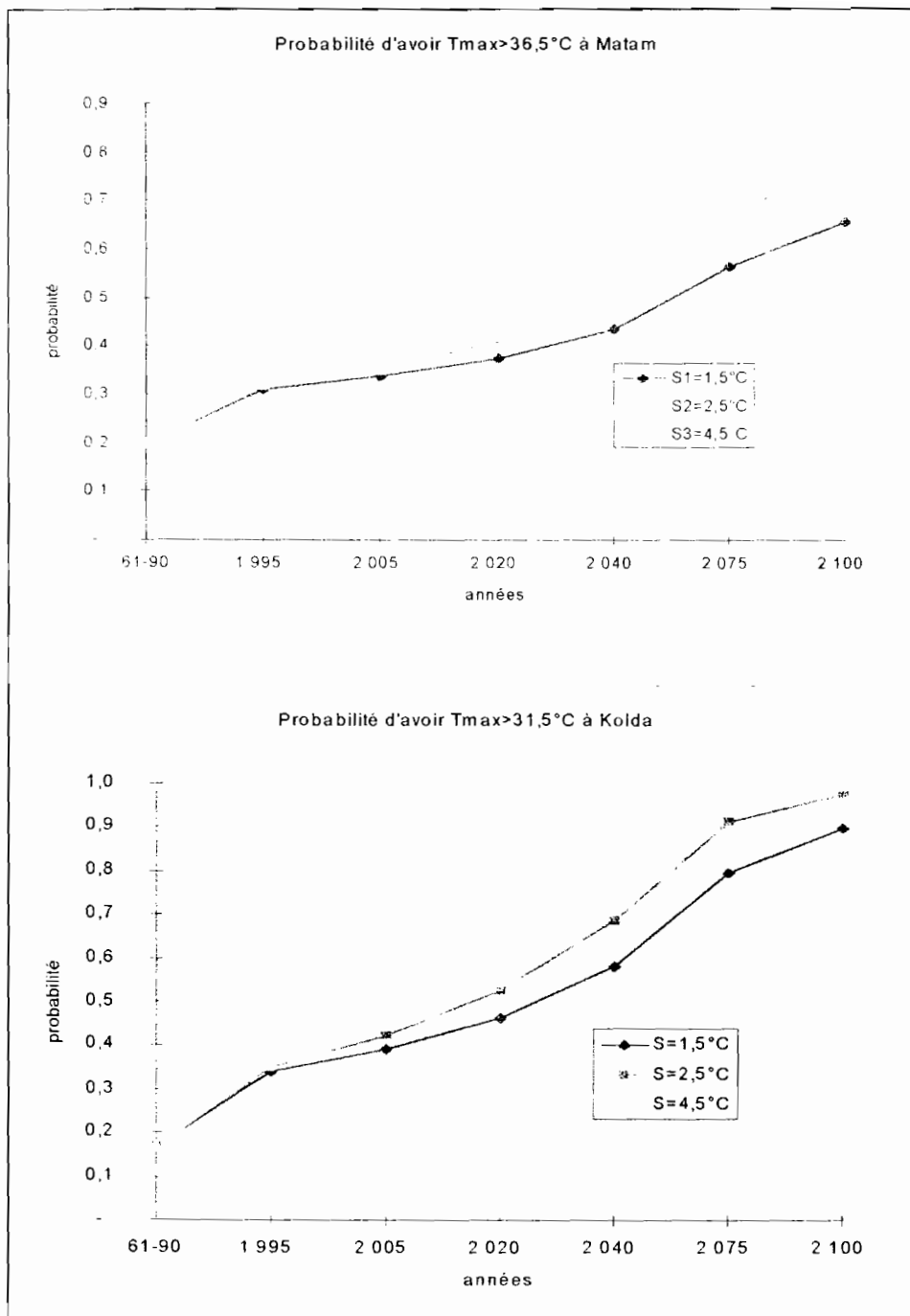


Figure 24 : Effet des changements de variabilité climatique (hausse de la variance de 20% /°C de réchauffement) sur la probabilité que la température maximale moyenne en juillet dépasse sa valeur la plus probable sur la normale 1961 - 90. (S= sensibilité climatique).

VII.2.6. Evolution des indices des saisons de pluie

Un autre indicateur également révélateur de l'évolution du climat est l'indice des saisons de pluies. Cet indice est composé de trois chiffres indiquant chacun, le nombre de mois, dans la saison, dont la pluviométrie est supérieure ou inférieure à un certain seuil. Ces trois chiffres indiquent dans l'ordre :

- le nombre de mois très pluvieux (pluviométrie supérieure à 100 mm) ;
- le nombre de mois intermédiaires (pluviométrie comprise entre 30 et 100 mm) ;

- le nombre de mois secs (pluviométrie inférieure à 30 mm).

La comparaison de ces indices entre les normales 1931-1960 et 1961-1990 révèle une diminution du nombre de mois très pluvieux.

Ainsi, par exemple, Podor et Saint-Louis qui, en 1931-1960, se situaient en régions sud sahélienne, se retrouvent, au cours de la normale 1961-1990, en région nord sahélienne avec une pluviométrie mensuelle inférieure à 100 mm. L'on remarque la présence, sur le territoire sénégalais, de l'isohyète 100 mm au cours de la normale 1961-1990, ce qui n'était pas le cas au cours de la période humide 1931-1960. Il s'agit du processus de translation des isohyètes déjà bien observé par les hydrologues (Dacosta H., M. 1999; Dacosta H., Konaté Y. K., Malou R. 2002).

Selon les stations, on note une augmentation soit du nombre de mois à pluviométrie intermédiaire, (Linguère, Matam, Kolda), soit du nombre de mois secs, (Thiès, Matam; (tab. XI).

Tableau XI : Evolution des indices de saison de pluie entre les normales 1931-1960 (humide) et 1961-1990 (sèche)

REGIONS climatiques	régimes pluviométriques	stations	Indice des saisons de pluies (1931-1960)	Indice des saisons de pluies (1961-1990)
SAHELIENNE	SUD - SAHELIEN	PODOR	1 - 2 - 9	0 - 3 - 9
		LOUGA	2 - 2 - 8	1 - 2 - 9
		BAKEL	3 - 2 - 7	1 - 2 - 9
GRANDE COTE		SAINT-LOUIS	1 - 2 - 9	2 - 3 - 7
		DAKAR	2 - 2 - 8	3 - 1 - 8
PETITE COTE ET SALOUM		MBOUR	3 - 1 - 8	2 - 1 - 9
		FATICK	3 - 2 - 7	0 - 3 - 9
		KAOLACK	3 - 2 - 7	2 - 2 - 8
		FOUNDIOUGNE	3 - 2 - 7	2 - 3 - 7
NORD SOUDANIENNE		LINGUERE	3 - 2 - 7	3 - 2 - 7
		MATAM	3 - 1 - 8	3 - 2 - 7
		THIES	3 - 1 - 8	3 - 2 - 7
		BAMBEY	3 - 1 - 8	3 - 1 - 8
		DIOURBEL	3 - 2 - 7	3 - 1 - 8
		GOUDIRY	3 - 2 - 7	3 - 2 - 7
SUD SOUDANIENNE		TAMABOUNDA	4 - 1 - 7	3 - 2 - 7
		KIDIRA	3 - 2 - 7	4 - 1 - 7
		KOLDA	5 - 0 - 7	4 - 1 - 7
		KEDOUGOU	5 - 1 - 6	5 - 1 - 6
GUINEENNE (Basse Casamance)		ZIGUINCHOR	5 - 0 - 7	5 - 0 - 7

La translation méridionale des isohyètes et des régions climatiques a ainsi entraîné :

- l'apparition, pour la première fois dans la partie septentrionale du Sénégal du climat nord sahélien :
- Matam, Linguère, Thiès et Dakar rejoignent Bakel et Louga dans le secteur sud sahélien,
- la région nord soudanienne qui, en 1931-1960, se limitait à Kaolack, englobe, en 1961-1990, Tambacounda,
- seuls Kolda et Kédougou sont demeurés dans leur domaine tout en enregistrant beaucoup moins de précipitations. Kolda accuse un déficit de 232,3 mm (par rapport à sa pluviométrie de 1931-1960) et Kédougou, un déficit de 72.5 mm,
- enfin, Ziguinchor qui enregistrait des précipitations de type guinéen en 1931-1960, se retrouve avec une pluviométrie de type soudano - guinéenne en 1961-1990 et accuse une baisse de 294,4 mm de la pluviométrie par rapport à sa normale de 1931-1960.

Conclusion partielle

Le Sénégal, qui dispose d'un climat soudano-sahélien, se caractérise par une grande variabilité climatique. Celle-ci s'exprime, d'une part, par le gradient pluviométrique sud-nord, qui impose une humidité relative au sud et une sécheresse au nord et, d'autre part, par une diminution interannuelle des précipitations au cours du 20^{ème} siècle. Cette baisse des précipitations, particulièrement exacerbée au cours des trois dernières décennies est à l'origine d'un processus accéléré de migration, vers le sud, de la bande sahélienne.

Les analyses du caractère de cette variabilité, faites sur la base des modèles climatiques, révèlent des indices d'une évolution à long terme de ce processus qui pourrait aboutir à des mutations très profondes du climat local. Ces mutations s'apparentent à celles relevées à l'échelle globale et dont la cause est le réchauffement planétaire dû à l'effet de serre.

Ainsi donc, le climat sénégalais s'inscrit, pour les prochaines décennies, dans la dynamique du changement planétaire qui prévoit une baisse globale de la pluviométrie dans les milieux sub-tropicaux (GIEC 1990). Au Sénégal, cela se traduira par un élargissement progressif de la bande sahélienne qui tendra à couvrir l'ensemble du pays.

TROISIEME PARTIE : IMPACT DU CLIMAT SUR LES RESSOURCES EN EAU

VIII. RESSOURCES EN EAU DE SURFACE

VIII.1. Situation de base pluviométrique actuelle

L'évolution pluviométrique du Sénégal au cours du 20^{ème} siècle est assez bien connue. Elle a fait l'objet de multiples analyses (Dacosta H. 1989; Dacosta H. 1992; Dacosta H., Malou R. 1998; Dacosta H., Konaté Y. K., Malou R. 2002) tant du point de vue de son caractère (pluviosité) que de sa variabilité spatio-temporelle.

Les analyses faites (Dacosta H., Malou R. 1998; Dacosta H., Konaté Y. K., Malou R. 2002) des séries chronologiques de pluies annuelles montrent que la diminution des précipitations est systématique depuis le début du siècle comme cela ressort des séries chronologiques de pluies (fig. 25).

Même si l'on note une certaine atténuation de ces variations du sud au nord et de l'ouest à l'est, le siècle finissant est marqué par un certain nombre de crises pluviométriques telles que celles des cycles hydrologiques 1913-1915, 1941-1945, 1968 à nos jours qui a pris l'allure d'un trend séculaire de mise en place d'une période de sécheresse.

L'application des tests de rupture des séries chronologiques montre l'existence d'une altération profonde des précipitations annuelles avec une rupture nette et progressive du sud au nord entre 1966 et 1970. Ces dates scindent les séries statistiques de pluies annuelles en deux sous-séries statistiquement différentes. D'une manière générale, les études statistiques sur les séries chronologiques de pluies annuelles en Afrique sub-saharienne situent cette rupture entre 1968 et 1970. Il se dégage des analyses une certaine précocité du phénomène au sud du Sénégal (Carbonnel J. P., Hubert P. 1985)

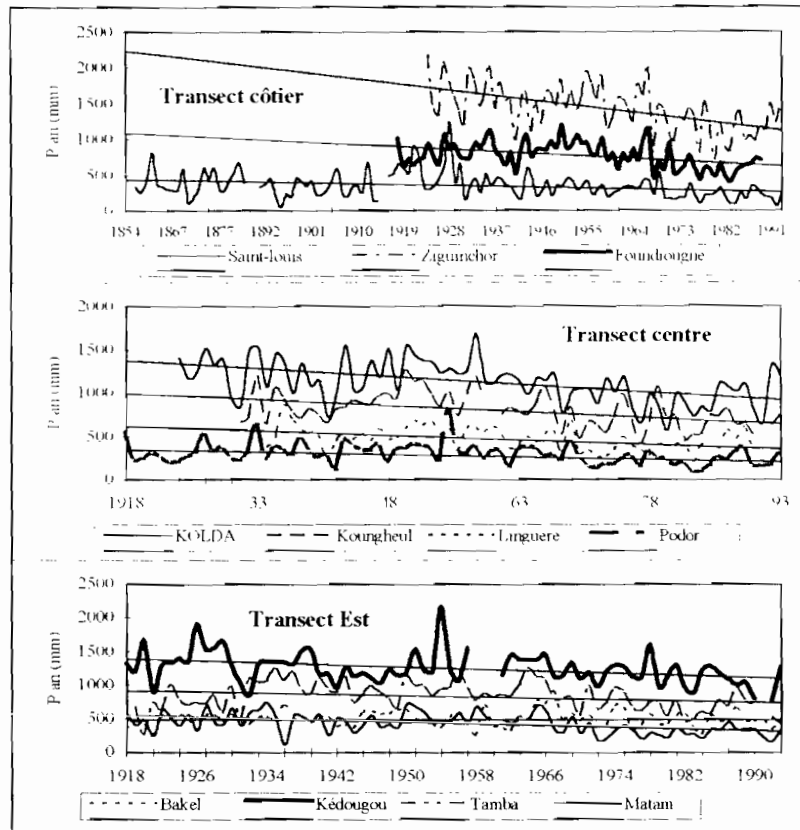


Figure 25 : Variations des pluies annuelles de quelques stations pluviométriques (Dacosta H., Malou R. 1998)

A quelques exceptions près, les déficits pluviométriques varient entre 20 et 40 % au cours de la période sèche. Pour un pays dont l'essentiel du territoire se situe en zone sahélienne, une réduction des pluies annuelles d'une telle ampleur aura des conséquences importantes sur les disponibilités en eau quelqu'en soient les usages.

L'analyse des normales glissantes (Dacosta H., Malou R. 1998) montre en réalité, qu'au delà de la forte variabilité annuelle, la baisse des précipitations a été constante au cours du 20^{ème} siècle. En effet, on assiste à une chute continue de la moyenne pluviométrique qui a successivement été de 875 mm pour la normale 1931-60, 828 mm pour celle 1941-70, 749 mm pour 1951-80 et 698 mm pour 1961-90 comme le montre la figure 26 ci-dessous. Calculée sur les périodes avant et après rupture, la moyenne pluviométrique est passée de 895 mm à 670 mm, soit un déficit d'environ 25%. Les volumes précipités suivent la même tendance à la baisse. Avant 1970 le Sénégal recevait, en moyenne, 176 milliards de m³ d'apports pluviométriques qui sont passés à 132 milliards après 1970 équivalent à une chute d'un quart des volumes des précipitations. Même si une grande partie de ce volume d'eau précipité est repris par l'évaporation, une fraction participe à la réalimentation des nappes, à la satisfaction des besoins en eau des cultures et aux écoulements de surface en direction des divers réseaux hydrographiques.

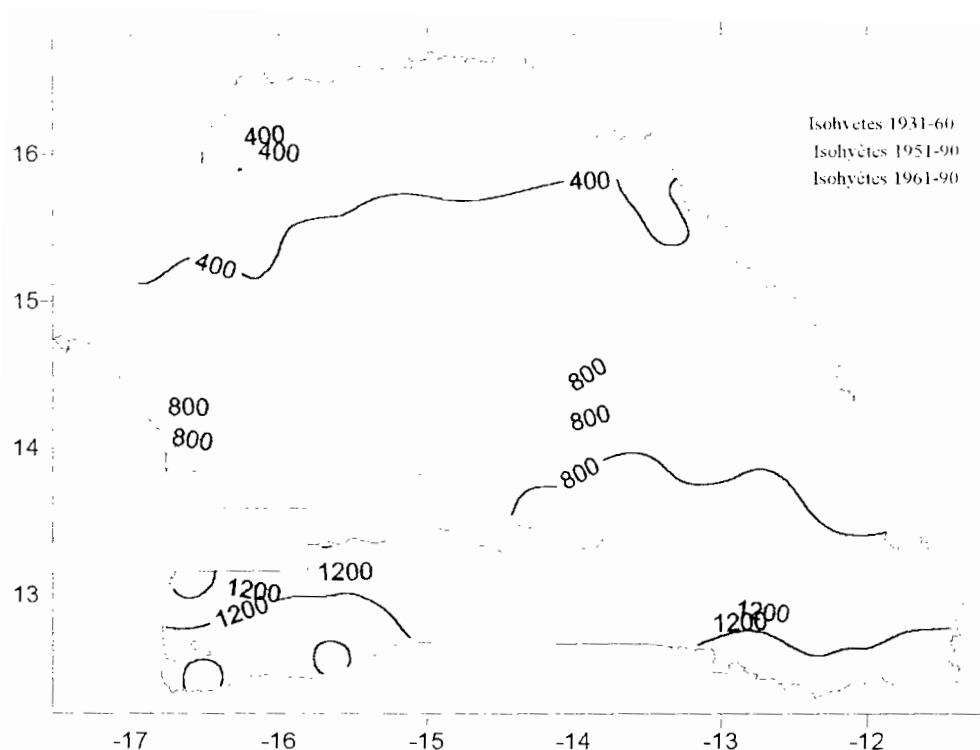


Figure 26: Cartes des isohyètes des normales pluviométriques 1931-1960, 1951-1980, 1961-1990 (Dacosta H., Konaté Y. K., Malou R. 2002)

Cette réduction des pluies annuelles est accentuée par une répartition saisonnière très aléatoire. En effet, les pluies sont en général concentrées sur cinq mois au sud (mai-octobre) et trois mois au nord (juillet-septembre). Ces dernières années, d'importantes poches de sécheresse ont affecté les saisons des pluies et ont entraîné le dépérissement des cultures et par conséquent des récoltes souvent médiocres, voire nulles par endroit.

VIII.1.1. Evolution à long terme de la pluie

VIII.1.1.1. Recherche des tendances pluviométriques

La situation de base climatique du Sénégal a été recherchée à travers une analyse spatio-temporelle de la pluviométrie qui constitue l'indicateur climatique majeur sous les tropiques. Cette situation de base pluviométrique a été dressée en analysant l'évolution temporelle des précipitations au sud et à l'est du pays (stations de Kolda et Bakel, fig. 27).

L'analyse de la pluie au cours du 20^e siècle, montre la présence de deux phases dans l'évolution climatique du pays.

La première phase (1) va du début du siècle aux années 1960/1970. Elle indique une certaine stabilité pluviométrique bien que marquée par une grande variabilité inter-annuelle des précipitations. La courbe des moyennes mobiles pondérées sur cinq ans est de type stationnaire, oscillant autour d'une valeur moyenne proche de 1200 mm au sud (Kolda) contre 500 mm à l'est (Bakel). Il s'agit d'une période pouvant être considérée comme la référence climatique humide au vu de l'évolution ultérieure des précipitations.

La deuxième phase (2), va des années 1970 aux années 1990. C'est une période d'instabilité climatique, fortement marquée par une baisse continue des précipitations. Elle a vu s'installer,

au Sahel, une forte sécheresse ayant conduit à l'actuel déficit hydrologique. Cette période n'accepte, en toute rigueur, aucune situation de référence (du genre état moyen). Elle se caractérise plutôt par une référence évolutive (du genre trend séculaire) devant conduire vers un changement climatique en cas de persistance.

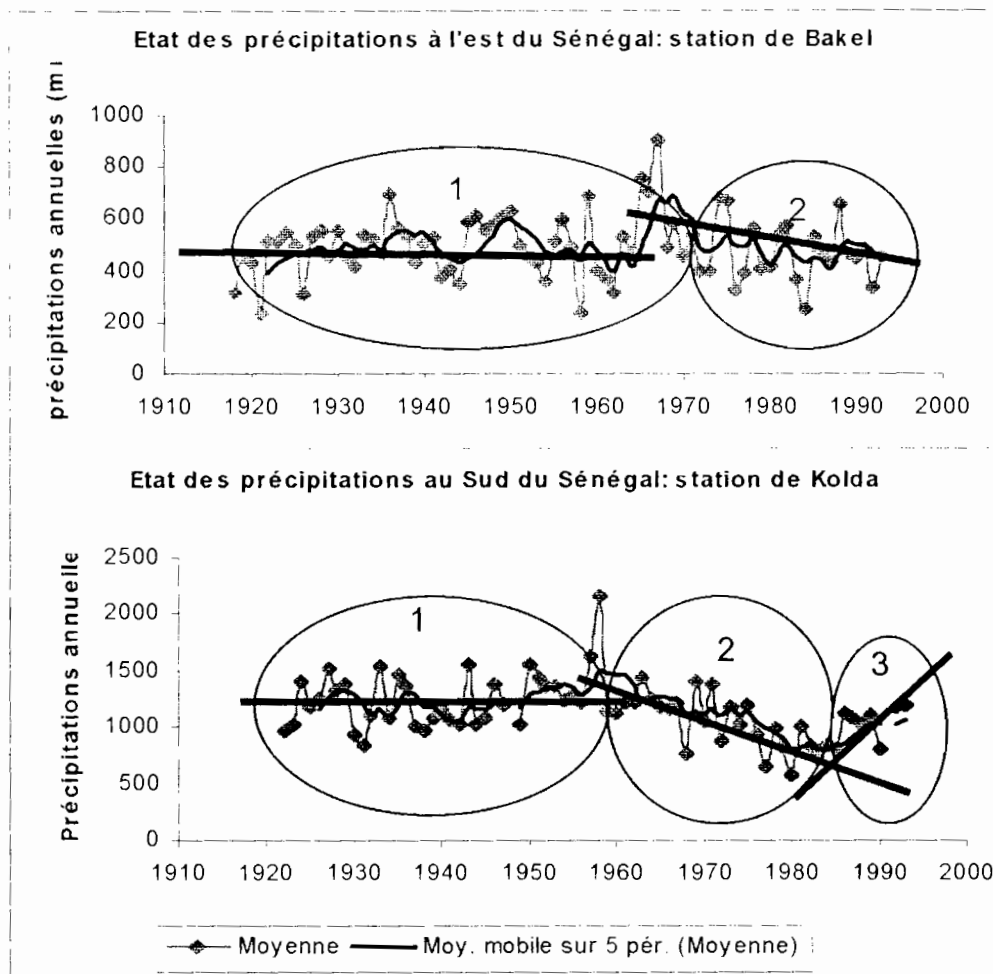


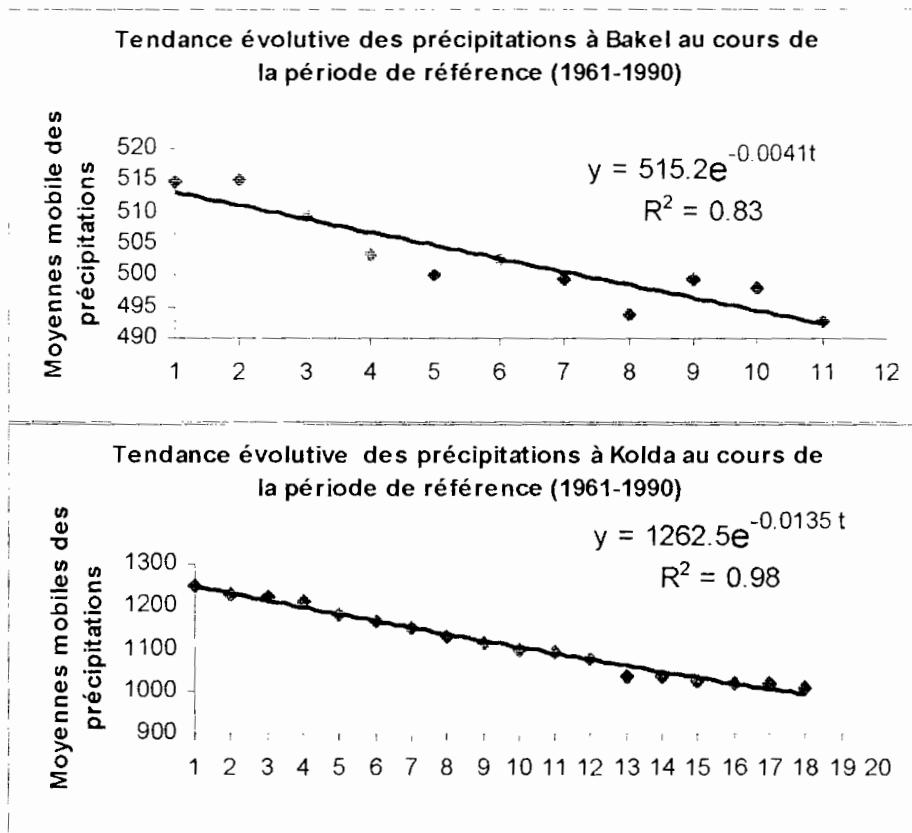
Figure 27 : Développement d'ensemble de la pluviométrie aux stations de Kolda (au sud) et de Bakel (à l'est) du pays.

La troisième phase (3), dont il est encore prématuré d'affirmer l'existence, s'individualise à partir de la décennie 1990. Elle prélude, en cas de persistance, à l'installation d'une phase d'abondance pluviométrique, ce qui correspondrait à un retour de la période humide. L'évolution de cette dernière phase, qui ne s'observe qu'au sud du pays, est intéressante à suivre au cours des prochaines décennies. Elle devra permettre une avancée significative dans la modélisation du processus pluviométrique. Dans l'éventualité d'un retour à une pluviométrie normale, l'on tendrait vers la mise en place de cycles pluviométriques dont il importerait alors de valider la périodicité.

VIII.1.1.2. Caractéristiques de l'actuelle période de sécheresse

La méthode des moyennes mobiles glissantes (fig.28), de période normale (30ans), qui présente l'avantage de lisser la variabilité annuelle de la pluviométrie, a été ensuite utilisée

Figure 28 : Référence pluviométrique au cours de la période d'instabilité climatique (1961/1990)



Cette analyse a permis de noter une forte décroissance des moyennes mobiles pondérées (de période trentenaire centré sur l'année de demi-intervalle) au cours de la période d'instabilité climatique. Cette décroissance est de type exponentiel de la forme :

$$P_{\delta t} = P_{ref} \cdot e^{-\alpha \cdot \delta t} \quad (1)$$

Où :

$P_{\delta t}$ est la pluie à un horizon de projection donné (δt)

P_{ref} , la moyenne mobile pondérée de la pluie centrée sur l'année de référence (égale à 515 à Bakel et 1262 à Kolda),

α , un coefficient de régression (égal à -0.0041 à Bakel et -0.0135 à Kolda)

δt le temps en années séparant l'année de référence à l'année de projection.

Dans le cas précis des données analysées, l'année de référence est l'année 1961 (correspondant au début de la période d'instabilité climatique) ; la période de référence est la normale 1961-1990 (correspondant à la période d'instabilité climatique) et l'horizon de

projection est l'année 2100 où les changements climatiques envisagés par les Modèles de Circulations Général Atmosphère/Océans (MCGAO) sont supposés être perceptibles d'après le GIEC.

On note au regard des coefficients de régression une importance relative de la baisse des précipitations au Sud du pays.

VIII.2. Situation de base hydrologique actuelle

VIII.2.1. Caractéristiques des grands systèmes fluviaux

Le Sénégal dispose d'un abondant réseau hydrographique comme le montre la carte hydrographique (fig. 29) Ce réseau est réparti dans trois grands bassins fluviaux que sont les bassins du fleuve Sénégal, du cours moyen de la Gambie, du Sine-Saloum et de la Casamance auxquels il faut ajouter le cours supérieur de la Kayanga avant son entrée en Guinée Bissau. Tous ces cours ont un régime tropical étroitement lié aux cycles saisonniers (Rodier J., 1964). Les caractéristiques hydrologiques des ces bassins sont assez bien connues au travers de multiples travaux de recherche et études diverses.

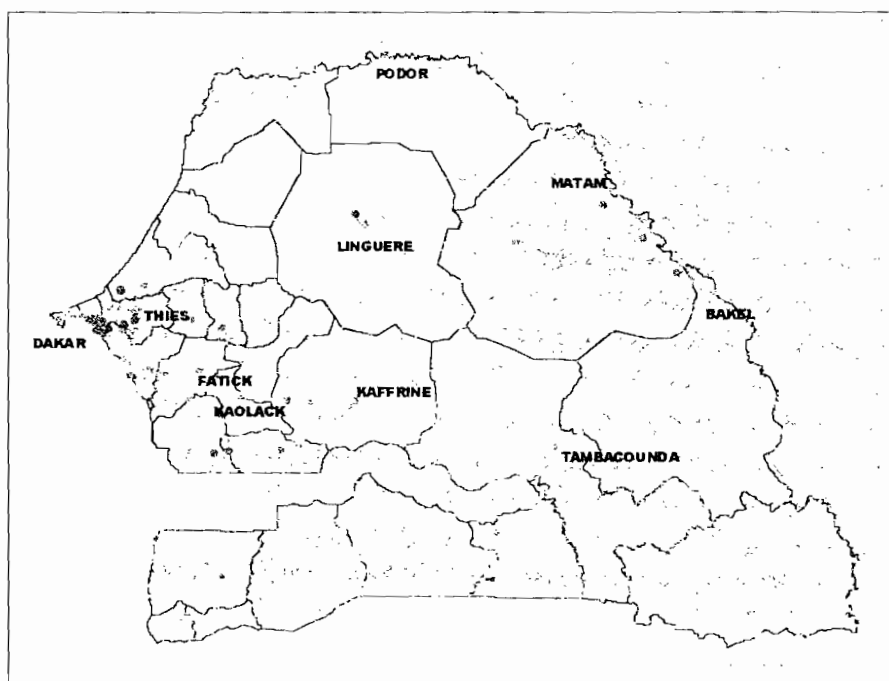


Figure 29 : Carte hydrologique du Sénégal

VIII.2.1.1. Le fleuve Sénégal

Le bassin versant du fleuve Sénégal couvre une superficie de 220 000 km² dont une faible partie (60 000 km²) se situe au Sénégal. Long de 1 790 km, il reçoit, en aval de Kidira, la Falémé, un de ses principaux affluents. Après la station de Bakel, le Sénégal s'écoule dans la vallée où il ne reçoit que de faibles apports, essentiellement de la rive droite. Au Sud de Richard-Toll s'étend le lac de Guiers, relié par le canal de la Taoué au fleuve. Pendant la saison des pluies et à l'arrivée de la crue, l'ouverture du pont-barrage sur la Taoué permet le

remplissage du lac. Sur la bordure ouest du lac se trouve la station de pompage de Nguith dont les prélèvements alimentent en eau potable l'agglomération de Dakar. Le seul affluent de gauche du Sénégal est constitué par le Ferlo, une vallée fossile dont le cours inférieur est alimenté par le lac de Guiers.

Les ressources en eau disponibles dans la vallée du fleuve Sénégal peuvent être bien décrites, en volumes à partir des débits de la station de Bakel dont le suivi remonte au début du siècle. La figure 30 ci-dessous montre l'évolution des modules annuels du Sénégal à Bakel de 1903/1904 à 1993/94. Ce graphique fait bien ressortir les grandes sécheresses du siècle dont celles de 1913/1915, 1941/1945 et celle de 1968 à nos jours, avec une nette tendance à la baisse. Sur l'ensemble de la période le module interannuel est de $677 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, avec une grande variabilité interannuelle : $1241 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 1923-24 et $73 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ en 1904-1905.

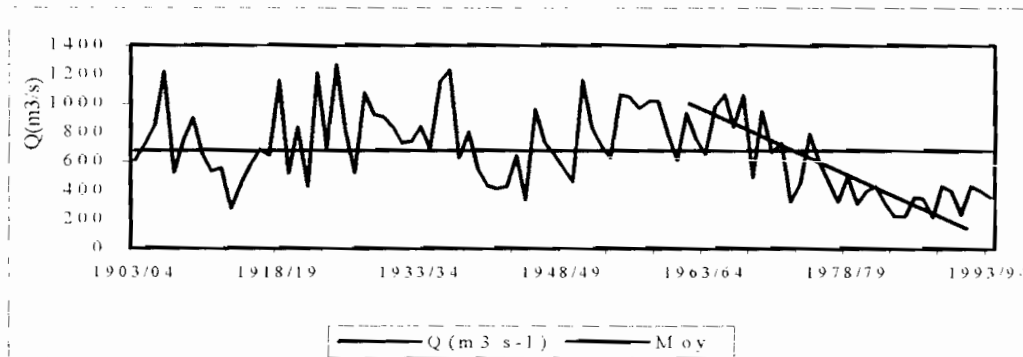


Figure 30 : Evolution des modules annuels du Sénégal à Bakel de 1903/1904 à 1993/1994 ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$).

La répartition saisonnière est très variable dans le temps avec une très forte irrégularité d'une année à une autre. Le coefficient de variation est égal à 0.40 ce qui dénote une faible pondération des modules annuels. Le tableau XIII présente les caractéristiques majeures de la répartition saisonnière des modules mensuels et annuels du Sénégal à Bakel. L'essentiel des écoulements survient entre juin et octobre correspondant à la saison des pluies, le reste de l'année ils sont constitués par la vidange de la nappe.

Tableau XII : Caractéristiques statistiques des modules mensuels et annuels du Sénégal à Bakel.

Années hydrol	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Octo	Nov	Déce	Janv	Fevr	Mars	Avril	Module
Moy.	15	96	551	2086	2975	1419	514	230	121	73	44	22	677
Ecart-type	30.8	70.1	241	1034	1397	736	261	150	55	36.4	35.4	31	274
C. V.	2.06	0.73	0.44	0.50	0.47	0.52	0.51	0.65	0.45	0.50	0.80	1.4	0.40
Min	0.14	0.13	125	414	588	412	93.1	10.4	8.6	7.37	2.37	1.5	217
25%	4.08	38.3	370	1375	1825	898	335	161	82	50.2	26.5	10	439
50%	10	102	513	1865	2785	1290	460	216	120	72	41	16	653
75%	10	120	640	2660	3980	1810	645	281	154	95	54	24	856
Max	215	300	1440	4740	6640	3930	1470	1300	270	196	237	226	1268

Depuis 1987, le régime du Sénégal est artificiellement modifié par la mise en service progressive des barrages de Manantali, sur le Bafing, et de Diama situé dans la basse vallée du Sénégal et faisant office de barrage anti-sel. La réserve de Manantali a une capacité de 11

milliards de mètres cubes. Ce barrage permet la régularisation du régime du Sénégal entre Manantali et Diama, sécurisant ainsi les cultures dans la vallée durant toute l'année.

VIII.2.1.2. La Gambie

Le bassin versant du fleuve Gambie couvre, au Sénégal, une superficie de 54 631 km² qui considère la partie aval de son bassin continental. A Kédougou, à son entrée au Sénégal, la Gambie draine déjà un bassin versant de 7 550 km². En territoire sénégalais, la Gambie reçoit de nombreux affluents (Niokolo Koba, Diaguéry, Thiokoye, Niaoulé, Koulountou parmi les plus importants) entre Kédougou et Gouloumbou, la dernière station avant son entrée en territoire gambien. La Gambie reçoit, sur sa rive droite, des affluents comme la Sandougou, le Bao Bolon, le Koular, dont l'écoulement est temporaire.

A Kédougou, à son entrée au Sénégal, la Gambie écoule, en moyenne, 70 m³.s⁻¹ (1970-1986) avec un débit maximum interannuel de 650 m³.s⁻¹ environ (Lamagat J. P., Albergel J., Bouchez J., Descroix L. 1989). A Gouloumbou qui contrôle un bassin versant de 42 000 km², le module annuel est estimé à 210 m³/s (Dacosta, 1985) et un débit maximum de 1 215 m³.s⁻¹ (1953-1986).

VIII.2.1.3. Le Sine Saloum

Le Sine Saloum (29 720 km²) est un ensemble de petits bassins côtiers, débouchant dans un estuaire complexe aux eaux très salées (Dacosta H. 1994). Le débouché du Saloum est un important delta avec de nombreux bras anastomosés. Les écoulements de ce système hydrographique sont dérisoires au vu de son bassin. Il existe cependant dans le bassin du Sine des bas-fonds dont la capacité de rétention n'est pas négligeable (bas-fonds de Fissel, Seuw, Ndiattara ...) qui témoignent d'une certaine désorganisation du réseau hydrographique, accentuée ces dernières décennies.

VIII.2.1.4. La Néma

I.1.1.1.1. Présentation du bassin versant de la Néma

Cette étude porte sur le bassin versant de la Néma, situé dans l'estuaire du Saloum, au centre ouest du Sénégal, entre 13°42 et 13°45 de latitude Nord et 16°22 et 16°29 de longitude Ouest. Ce bassin couvre une superficie de 50 km² et il est drainé par un cours d'eau, la Néma, qui s'étire d'est en ouest sur environ 11 km. La Néma se jette à la mer par l'intermédiaire du Bandiala, un des bras de mer de l'estuaire du Saloum. A la différence de la quasi-totalité des vallées continentales de la zone soudano sahélienne, entièrement asséchées, la Néma présente un régime quasi pérenne.

L'étude hydrologique de ce bassin a débuté en 1993, afin d'établir le bilan hydrologique global, et de comprendre les mécanismes de cette particularité hydrodynamique.

Le suivi du bassin de la Néma a été effectué par l'intermédiaire d'un réseau de puits traditionnels (32 puits) et de deux stations hydrologiques pour le contrôle de l'écoulement de surface.

1.1.1.1.2. Le contexte géomorphologique de la Néma

Le bassin versant de la Néma fait partie du vaste bassin sédimentaire sénégalo-mauritanien d'âge méso-cénozoïque à quaternaire. Les formations superficielles de ce bassin sont constituées de sables et d'argiles d'âge miocène et quaternaire. Leur partie supérieure altérée correspond aux formations du Continental Terminal qui sont surmontées par les dépôts du Quaternaire. Pendant la transgression du Miocène moyen-supérieur, le bassin sédimentaire a été soumis à un climat d'altération continentale qui a conduit à la formation des faciès grés-argileux du Continental Terminal. Par ailleurs, l'existence d'un climat à saison sèche et humide, à la fin du Tertiaire et au début du Quaternaire, a donné lieu à des phénomènes de ferralitisation qui ont permis la formation de la cuirasse latéritique fini-tertiaire qui coiffe le Continental Terminal. 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. Les oxydes de fer, assez abondants dans les formations gréseuses du Continental Terminal, ont été lessivés et se sont accumulés en cuirasses de nappe pendant les deux longues périodes humides du Quaternaire.

Le bassin de la Néma est subdivisé en plusieurs unités morphologiques (Figure 31) dont la plus basse (inférieure à 10 m) se situe à l'ouest et à proximité du cours d'eau et la plus haute (40 m) dans le bassin amont où s'individualisent deux butes d'altitude supérieure à 50 m.

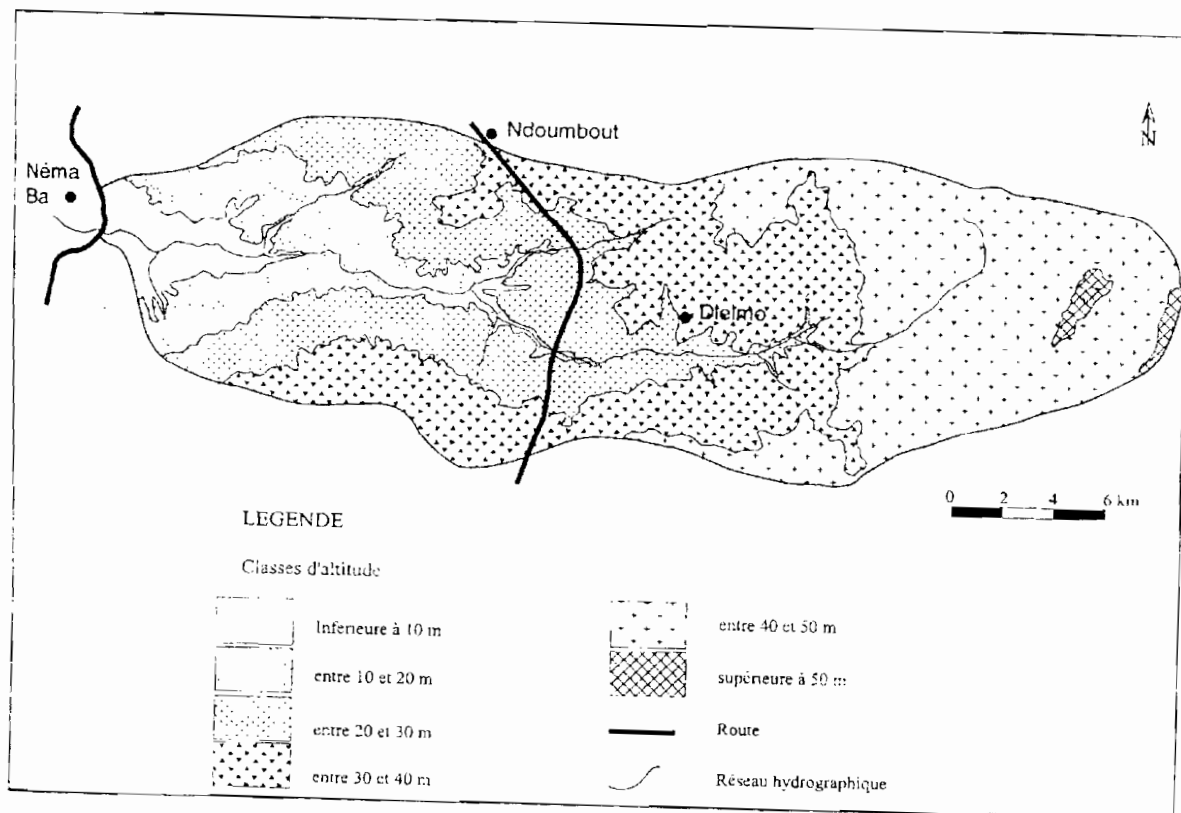


Figure 31 : Le bassin de la Néma. forme et relief

Le profil en travers de la vallée (Figure 32) montre une morphologie assez homogène présentant de fréquentes ruptures de pente. On distingue ainsi, sur la topo-séquence, trois unités de paysage que sont :

(a) *Le plateau du Continental Terminal*

Le plateau du Continental Terminal subsiste sous forme de buttes. Il est constitué par un manteau superficiel de sables. Entre 6 et 10 m de profondeur se trouve un horizon latéritique induré observable, à la faveur de l'érosion hydrique, dans les zones de rupture de pente et au niveau des carrières. Plus bas, se définit un glacis de raccordement ou versant qui est une zone de transition reliant le plateau à la haute terrasse. Il constitue la zone d'affleurement de la cuirasse ravinée du plateau ;

1.1.1.1.3. La terrasse marine

La terrasse marine est composée de deux niveaux étagés constituant une basse et une haute terrasse. La haute terrasse succède souvent sans transition perceptible au plateau. Elle est constituée de sables argileux à texture grossière, tandis que la basse terrasse est constituée de sables argileux fins. Cette basse terrasse constitue une zone de colluvionnement et d'alluvionnement à inondation semi-permanente (ph. 1) occupée, par une forêt galerie longeant le cours d'eau.

(b) *Le bas-fond*

C'est une zone à inondation quasi permanente qui draine le ruissellement des eaux de pluies (au cours de l'hivernage) ainsi que de la nappe phréatique. Il est constitué d'argiles sableuses tapissant le fond de la vallée.

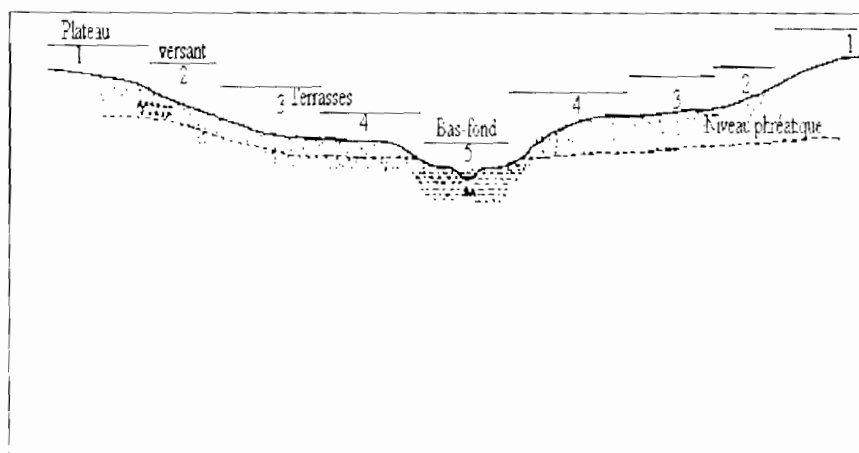


Figure 32 : Bassin de la Néma. unités morphologiques



Photo 1 : Bas-fond de la Néma à Néma Nding (zone humide)

I.1.1.1.4. L'écoulement de la Néma

Les observations des écoulements superficiels dans le bassin de la Néma nous ont permis de constater, malgré la durée d'observation très courte, que le régime de la rivière est caractérisé, comme celui des petites rivières en Afrique intertropicale (Rodier J. 1964), par la succession de périodes de hautes eaux et de basses eaux (fig. 33). Les périodes de crues très courtes se produisent en plein été, de juillet à début octobre. La saison de basses eaux débute en décembre et s'achève au début de la saison suivante (juin ou juillet).

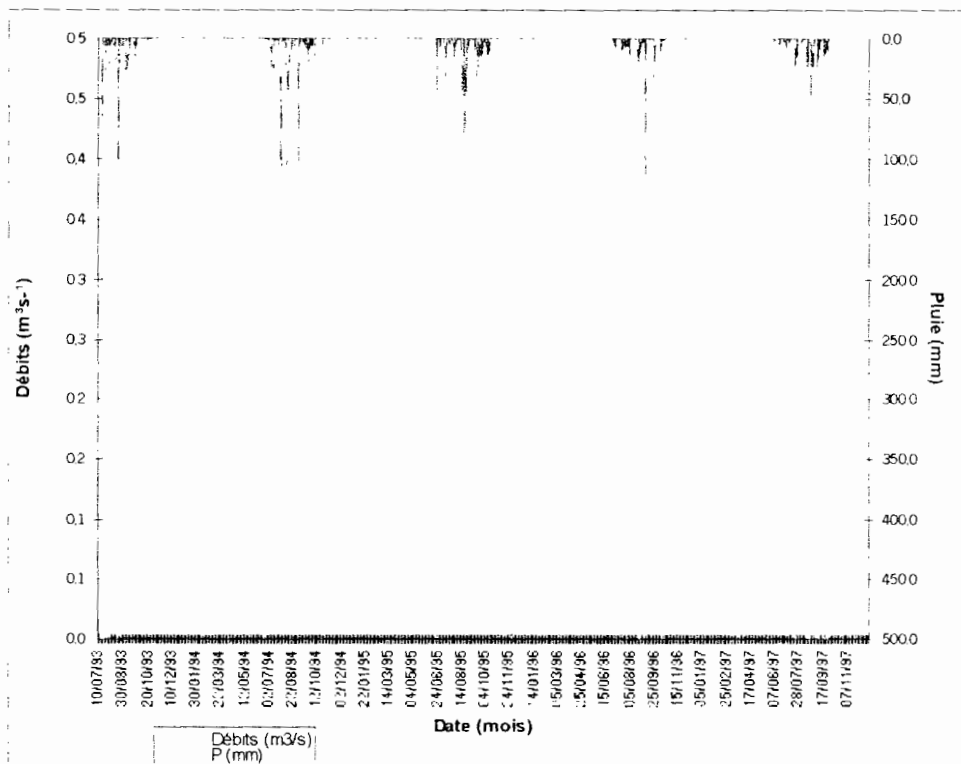


Figure 33 : évolution des débits et des précipitations, journaliers, à Néma Ba de juin 1993 à juin 1997

Pendant la période de hautes eaux, le ruissellement est intermittent sous forme des pointes de crue correspondant à des averses de hauteur assez élevée ou à des épisodes d'averse. L'importance de la crue dépend de la hauteur de l'averse génératrice, mais surtout du temps qui sépare deux averses consécutives. Ce dernier phénomène est lié à l'influence considérable des conditions d'humidité immédiatement antérieures et de la somme des précipitations depuis le début de la saison des pluies sur le ruissellement dans les bassins perméables (Rodier J., Ribstein P. 1988). Un grand nombre d'averses n'ont pas donné lieu au ruissellement.

Les observations pluviométriques et hydrométriques dans le bassin de la Néma sont très récentes. Une analyse statistique faite sur les pluies journalières à la station de Toubacouta (5 km au nord du bassin) donne une hauteur de précipitation journalière ponctuelle décennale de 133 mm. Ce chiffre est comparable à celui lu (130 mm) sur la carte des précipitations journalières de fréquence décennale en Afrique de l'Ouest (Brunet-Moret Y. 1969). L'estimation du débit de la crue décennale sur la base des caractéristiques du bassin versant par la méthode (Rodier J., Auvray C. 1965) a donné une valeur de la crue décennale (Q_{10}) de $30 \text{ m}^3/\text{s}$.

Le niveau de base de l'hydrogramme annuel s'élève progressivement au milieu de la saison des pluies. Ceci montre que les réserves souterraines sont déjà suffisantes pour donner lieu à un écoulement permanent sous forme d'écoulement de base. De plus, l'écoulement se prolonge au-delà de la fin de la saison des pluies. Ce prolongement montre que les apports directs sur le flat alluvial et le ruissellement sur les interfluves sont insuffisants pour assurer une telle pérennité. Les débits de base sont moins importants et s'annulent très tôt (en décembre) en 1993 alors qu'ils sont plus élevés et couvrent toute la saison sèche en 1994. Ceci corrobore les remontées piézométriques décrites précédemment. L'écoulement de surface est donc bien alimenté aussi par l'écoulement souterrain, provenant de la vidange du réservoir libre des dépôts du Continental Terminal.

Le débit d'étiage, mesuré à l'exutoire du bassin est assez constant et égal à 150 l/s. Ceci représente environ $26 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{j}^{-1}$. Comparée à $250 \text{ m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{j}^{-1}$ obtenu par la méthode piézométrique, cette valeur accuse un déficit d'environ 90 %. Ce déficit est de toute évidence lié à l'importance de la reprise évaporatoire dans la zone.

L'établissement d'un bilan hydrologique passe par la séparation des différentes formes d'écoulement que l'on appelle « chemins de l'eau » (Chevalier P. 1990; Dupriez H., de Leener P. 1990) et qu'on peut assimiler à ceux décrites par Roche (Roche M. 1963). Cet auteur décrit sur un bassin perméable trois formes d'écoulement:

- l'écoulement de base qui provient des réserves souterraines ou superficielles (réservoirs aquifères, mares, une partie du volume d'eau contenue dans le lit du cours d'eau etc.),
- le ruissellement direct qui coule à la surface du sol lors des fortes crues,
- l'écoulement intermédiaire. Les mécanismes de cette forme d'écoulement ne sont pas encore vraiment compris et cela explique la grande variété de terminologie employée. (Dunne T. 1983) l'appelle écoulement rapide de subsurface (subsurface storm flow), (Kirkby M. 1998) préfère le terme d'écoulement rapide interne (through flow). Dans tous les cas, il s'agit d'un écoulement oblique à faible distance de la surface du sol.

Il s'y ajoute une quatrième forme assez fréquente en régions tropicales sèches et surtout en régions tropicales humides (Dunne T. 1983; Chevalier P. 1990) C'est un écoulement sur surface de sol saturé. Cet écoulement apparaît et se développe lorsque les sols deviennent saturés en surface avec la remontée de la nappe jusqu'à l'affleurement. Lors des événements pluvieux, il apparaît sur les bas de versants concaves à fond large et pente douce.

Sur les courbes de décrue, on distingue une variation rapide de débit correspondant au ruissellement superficiel, en fin de décrue une variation lente de débit, c'est l'écoulement de base, et entre les deux un écoulement hypodermique ou ruissellement retardé.

Dans l'établissement du bilan hydrologique de la Néma, le ruissellement superficiel et l'écoulement retardé ont été assimilés en un seul terme que nous appellerons ruissellement. Le tableau XIV, ci-dessous, récapitule les principaux termes de ce bilan hydrique.

Tableau XIII : Bilan hydrologique annuel sur le bassin de la Néma (en mm).

Années	Précipitations	Écoulements	Ruissellement	ETP Penman	Déficit d'écoulement
1993-1994	735.4	43.91	17.81	1590.4	671.49
1994-1995	896.64	163	59.2	1593.41	733.64

La figure 34 présente le bilan hydrologique du bassin de la Néma pour la période d'étude.

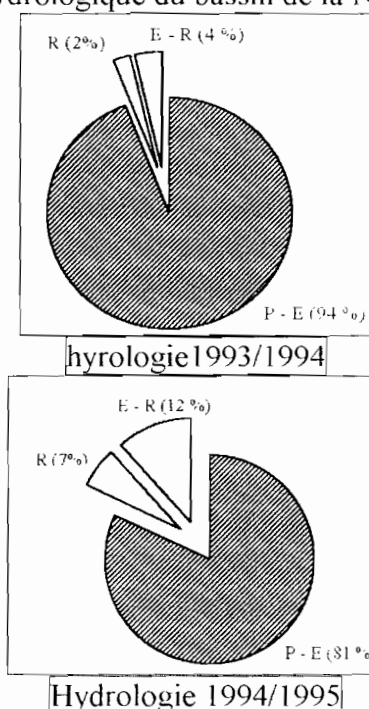


Figure 34 : Bilan hydrologique de la Néma au cours de 1993 à 1995

Le camembert complet représente l'apport des précipitations. On y a découpé deux parts qui constituent l'ensemble du volume écoulé (E), l'une représentant le volume des crues (ruissellement), l'autre l'écoulement de base (E - R). Le déficit d'écoulement (P - E) est la quantité d'eau qui est tombée sur le bassin versant et qui n'a pas participé à l'écoulement.

Ce bilan montre clairement la faible part de l'écoulement au regard des apports par précipitations et la part encore plus faible de l'écoulement rapide. Si l'on assimile en moyenne le déficit d'écoulement à l'évaporation réelle (ce qui revient à adopter l'hypothèse

que le système hydrologique étudié est fermé), on constate qu'il représente 80 à 90 % des précipitations.

VIII.2.1.5. La Casamance

La Casamance est un fleuve côtier de moindre importance avec une superficie de 20 150 km² en territoire sénégalais. Son cours se compose de deux parties : un cours aval fortement influencé par la marée qui remonte jusqu'à Diana Malari à 152 km de l'embouchure. De nos jours le biseau salé se fait sentir jusqu'à Kolda, au plus fort de la saison sèche. En aval de Kolda la Casamance reçoit, en rive droite, des affluents contrôlant des bassins importants mais sans apports significatifs (le Soungrougrou, le marigot de Bignona, le Baïla).

Le module moyen interannuel de la Casamance (entre 1935-1987) est de 4 m³.s⁻¹ à Kolda (fig. 35), dernière station non influencée par la marée (Dacosta H., 1989). Cette station contrôle tout le haut bassin de la Casamance. Avec le déficit pluviométrique actuel les apports en eau de ce fleuve sont dérisoires malgré l'importance des précipitations reçues dans la zone maritime, de loin la plus arrosée du Sénégal.

Depuis les années 1970, avec le début du déficit pluviométrique, la Casamance fait face à une décroissance importante des débits avec des étiages absolus à partir des années 1980 (Malou R., Dacosta H., TANDIA A.A., GAYE A., DIENE M. 1999).

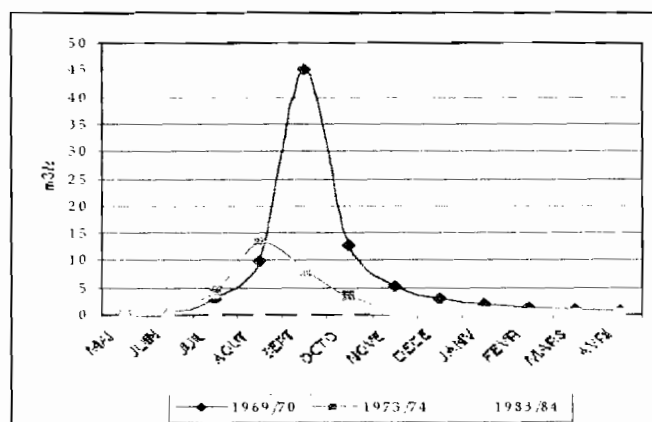


Figure 35 : comparaison des hydrogrammes de trois années caractéristiques à la station de Kolda.

VIII.2.1.6. Le marigot de Baïla

I.1.1.1.5. Présentation du bassin de Baïla

Le bassin versant du marigot de Baïla (fig. 36) est situé en Basse Casamance. Ce bassin couvre une superficie de 1634 km² entre 12°47' et 13°13' de latitude Nord et 15°55' et 16°32' de longitude Ouest. Le climat est de type tropical humide avec deux saisons bien marquées: une saison de pluies (de juin à octobre) et une saison sèche (de novembre à mai). La moyenne pluviométrique annuelle qui était de 1500 mm au cours de la période normale 1945-1968 a chuté depuis 1968 et n'est guère que de 1100 mm (série sèche 1969-1992). La température

moyenne est de 28 °c et l'humidité relative demeure supérieure à 50 %, toute l'année. Le potentiel évapotranspiratoire y est, par contre très élevé, proche de 2000 mm par an.

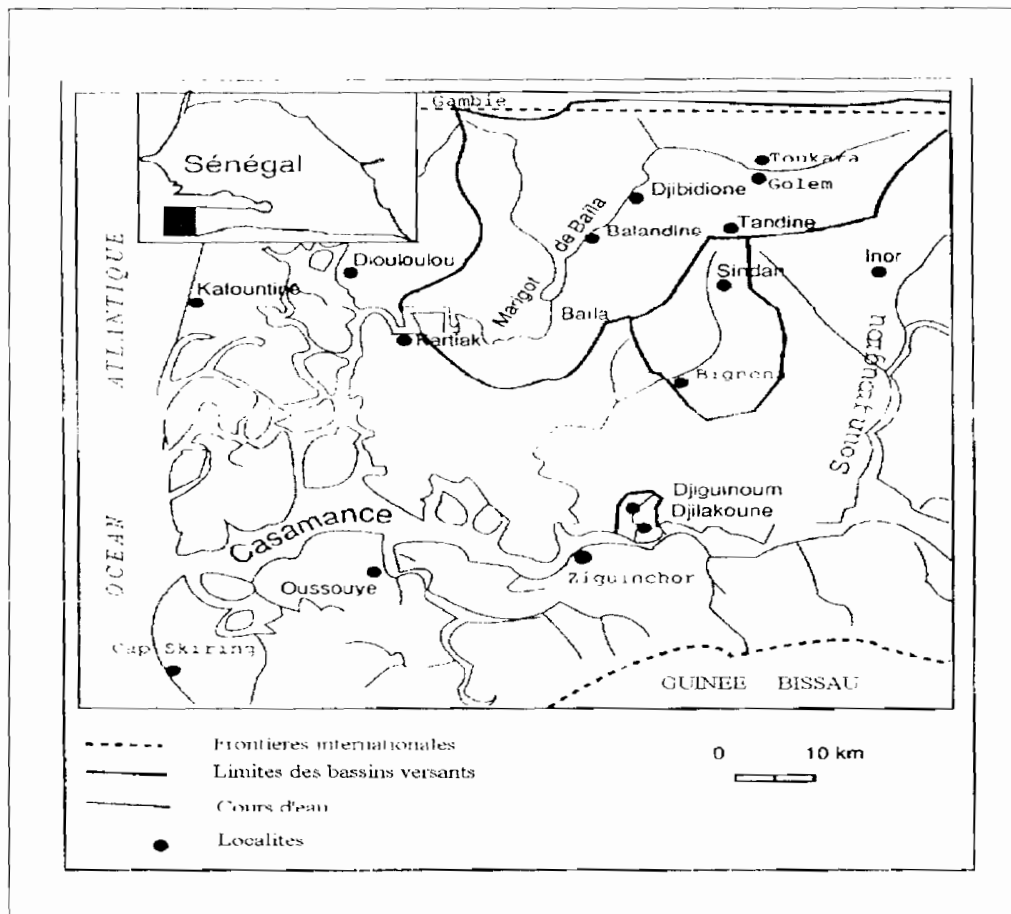


Figure 36 : situation géographique du bassin versant de Baïla en Basse Casamance

1.1.1.1.6. Contexte géomorphologique du bassin de Baïla

Dans le bassin de Baïla on retrouve trois grandes unités géomorphologiques (Michel P. 1960; Vieillefon J. 1977; Marius C. 1985; Marius C. ,et al. 1986) avec un nombre variable de sous-unités selon les conditions locales de sédimentation. Ces unités principales sont:

- Les bas-fonds,
- les versants,
- Les plateaux,

(c) Les Bas fonds

Ce sont toutes les zones basses dont l'altitude approximative se trouve à la limite du niveau marin (lit du marigot, vasières). A ce niveau, une partie aval, en permanence envahie par la marée, se distingue de la partie amont située hors de l'influence marine. Cette partie aval,

appelée bas-fond aquatique, se caractérise par la prédominance des vasières (slikkes et schorres).

Ces vasières se rétrécissent d'aval en amont et disparaissent au delà de la limite d'influence de la marée (zone non aquatique). A ce niveau les zones basses situées sur le pourtour de la vallée principale sont occupées par les rizières en l'absence des vasières.

(d) *Le lit des marigots*

Le fond des marigots est légèrement envasé dans le bas fond aquatique. Ailleurs il est sableux, souvent envahi par une végétation arbustive. Ces vases reposent sur une assise sableuse et l'ensemble surmonte un banc de latérite compact, d'épaisseur variable (0 à 4 m avec des poches de 10 m).

La zone d'extension latérale de la marée présente les plus fortes épaisseurs de vase (12 m en moyenne avec des poches de 16 m comme à Ziguinchor), (Louis Berger International INC., COYNE, BALLIER, 1984). Sa surface correspond au plus haut niveau de la marée. Ces vases reposent sur l'horizon latéritique ou, lorsqu'il est absent, sur les argiles sableuses jaunes. Elles abritent, sur une bande constamment imbibées d'eau (la schorre), un écosystème particulier, la mangrove à palétuviers. Elle constitue une zone écologique particulièrement sensible, actuellement menacée de disparition par les phénomènes de salinisation et d'acidification (Vieillefon J. 1977), à l'origine de la mise en place, en arrière de la mangrove, de surfaces dénudées ou occupées par un maigre peuplement d'halophytes, les slikkes ou tannes.

(e) *Les rizières*

Au delà de la limite maximale d'extension de la marée, en arrière de la slikke dans le bas-fond aquatique; sur le pourtour de la vallée principale et dans les vallées adjacentes; dans le bief non aquatique, les bas-fonds sont occupés par des sables limoneux mous recouverts par des limons sableux. Ces limons passent en profondeur et latéralement, aux sables blancs de la terrasse des 2 m. Cette zone est le domaine privilégié des cultures pluviales de riz.

(f) *Les versants*

Le terme de versant au sens large désigne une zone assez peu marquée dans la topographie entre les bas-fonds et les plateaux. Le plateau étant, de ce point de vue, une unité dont une grande partie évolue en versant. Cette zone comprend plusieurs unités morphologiques. Elle est faite de replats (les terrasses) reliés par des raccords de transition (les versants "stricto sensu"). L'ensemble constitue un relief très atténué, à la dénivelée très peu marquée dans la topographie. Dans le bassin de Baïla, Louis Berger International (1981), distingue deux niveaux de terrasses emboîtés (les terrasses des 2 et 10 m) reliés entre elles et aux plateaux par des raccords de transition.

(g) *La terrasse des 2 m*

Elle est constituée de sables très clairs, gris blancs d'origine marine qui se distinguent très nettement dans le paysage au dessus des zones inondables. Elle est emboîtée dans la terrasse

supérieure des 10 m dont la surface d'érosion est située à -10 m par rapport au niveau du marigot. Son altitude relative varie de 2 à 5 m. Elle abrite les peuplements de palmiers à huile et de kapokiers.

(h) La terrasse des 10 m

Au-dessus du niveau précédent et en bordure du plateau se distingue un autre replat de sables marins. En surface les sols sont beiges et abritent les cultures d'arachide, de mil et de sorgho.

(i) Les raccords de transition

Les versants proprement dits sont des talus de faible pente recouverts par des colluvions sableux provenant des terrasses. Quasi stériles (dénués de végétation), ils constituent le raccord entre les terrasses, d'une part, et entre les terrasses et les plateaux, d'autre part.

(j) Les plateaux

Le plateau est la surface d'origine du Continental Terminal plus ou moins bien conservée, sous forme de vestiges sinueux ou circulaires généralement couverts par la forêt. Il est constitué de sables rouges, vifs plus ou moins indurés, d'aspect gréseux. En surface un remaniement produit un manteau superficiel de sables roses à rose-crème. Vers 20 m de profondeur, on trouve, à la base des sables rouges, un horizon latéritique induré. Cet horizon se continue, à faible profondeur, dans la zone dégradée et peut affleurer, à la faveur d'une dépression topographique. Les coupes (fig. 37) ci-dessous (Malou R. 1992) présentent ce paysage mollement ondulé.

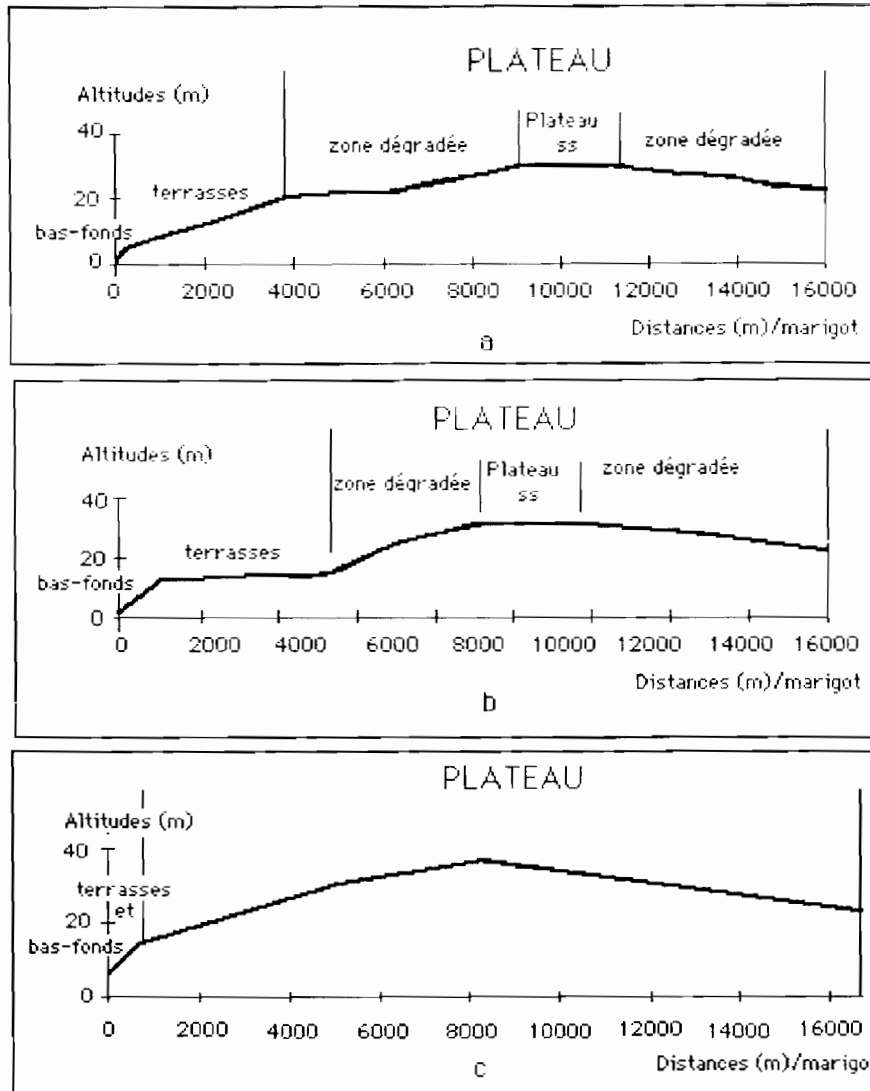


Figure 37 : Profils morphologiques dans le bassin de Baïla: coupes transversales marigot/plateau: a- secteur de Balandine; b- secteur de Djibidione; c- secteur de Toukara.

Ces profils, qui vont d'aval (Balandine) en amont (Toukara), mettent en évidence une réduction des zones de versant et de bas-fond au profit des plateaux. A Toukara, station hors de l'influence marine, on ne distingue plus qu'un plateau massif descendant en pente douce sur une entaille de talweg en forme de V.

I.1.1.1.7. L'écoulement du Baïla

L'étude hydrologique du bassin de Baïla remonte à 1978 (Olivry J.C., Dacosta H. 1984) où le bassin versant a fait l'objet d'une caractérisation et d'un suivi régulier jusqu'en 1992 (Malou R. 1989; Malou R. 1990; Malou R. 1991; Malou R. 1992). La traduction des cotes en débits, à la station de Toukara, a permis de tracer l'hydrogramme du marigot (fig.38). Cet hydrogramme révèle, une faible productivité du bassin. L'écoulement est de type saisonnier, caractéristique des zones climatiques déficitaires (Aranyossy J. F. 1989) se manifestant par des crues ponctuelles, au cours de la saison pluvieuse (entre les mois d'août et de septembre). Les lames d'eau écoulées (tab. XV, fig. 38), déduites de l'analyse de ces crues, mettent en évidence cette faible productivité du bassin. De 1979 à 1986 le coefficient d'écoulement est faible (compris entre environ 0.1et 0.3 %). Cet écoulement a connu une nette évolution au

cours de la période 1986 à 1988 où il est compris entre 0.3 et 8 %). Cette séquence a donné l'espoir d'un retour à une pluviosité normale (Malou R. 1989; Malou R. 1990; Malou R. 1991; Malou R. 1992). L'effet de persistance, c'est à dire le poids des années antérieures sur l'écoulement des années ultérieures, apparaît ici de manière bien nette malgré une forte variabilité interannuelle des précipitations. Ainsi le déficit hydrologique observé de 1979 à 1985 est sans doute lié à la succession d'années particulièrement sèches alors qu'à l'opposé, de 1985 à 1988, où la tendance pluviométrique est ascendante, on note une reprise de l'écoulement de la vallée.

Tableau XIV : Bilan hydrologique du bassin de Baïla de 1979 à 1988.

Années	1979	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988
Lp (mm)	707	516	805	955	564	573	918	924	938	1290
Le (mm)	1.260	0.108	1.830	2.700	0.242		0.358	2.531	33	64
K (%)	0.178	0.021	0.227	0.283	0.043		0.039	0.274	3.518	4.961
Dc (%)	99.97	99.97	99.77	99.71	99.95		99.96	99.72	96.48	95.03

Dc = déficit d'écoulement; Ke: coefficient d'écoulement; Le = lame écoulée; Lp = lame précipitée;

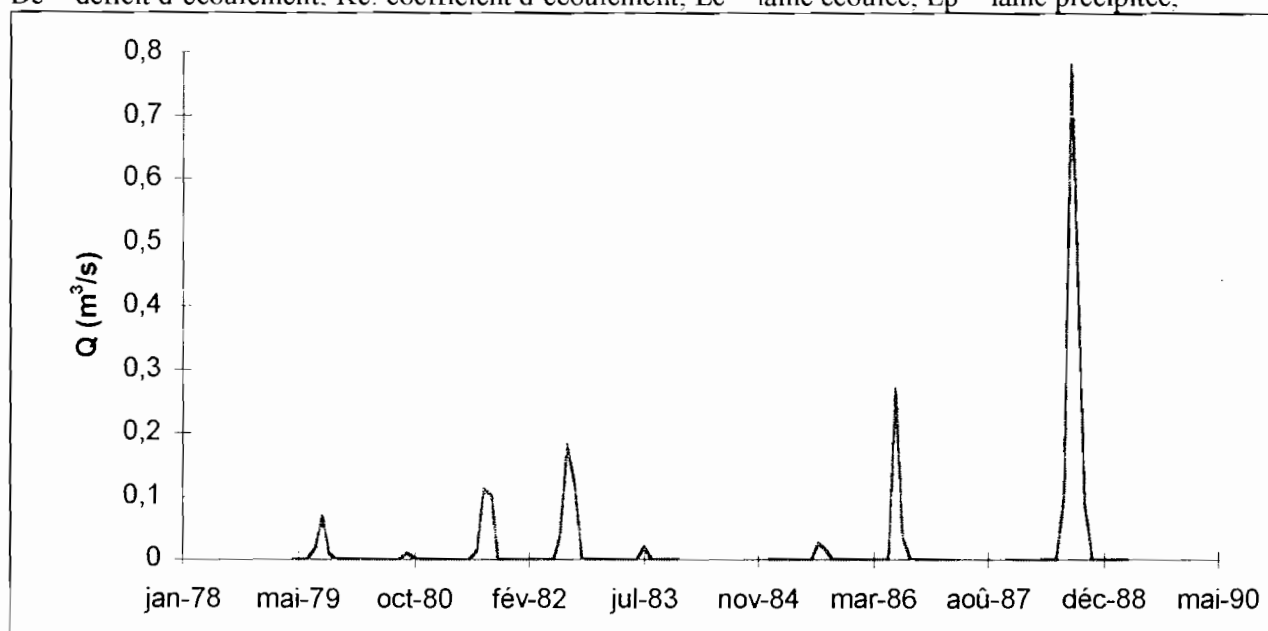


Figure 38 : Hydrogramme du marigot de Baïla à Toukara

VIII.2.2. Bases d'évolution à long terme des écoulements de surface

Les innombrables études effectuées sur la variabilité de ces écoulements (Brunet-Morey Y. 1970; Dacosta H. 1985; Dacosta H. 1989; Lamagat J. P., Albergel J., Bouchez J., Descroix L. 1989; Albergel J., Brunet D., Dubet G., Marieu B., Montoroi J. P. et al. 1991; Albergel J., Dacosta H. 1996) montrent une forte décroissance inter-annuelle des débits de ces cours d'eau, décroissance liée au déficit pluviométrique précédemment décrit.

Cette évolution des écoulements et des disponibilités en eau de surface est une conséquence directe du déficit pluviométrique décrit plus haut. La situation de la base en hydrologie, (Malou R. 2002), établie dans le cadre de la vulnérabilité des ressources en eau au changement climatique a montré une similitude entre l'évolution des précipitations et celle des modules annuels des différents cours d'eau.

VIII.2.2.1. Recherche de tendances d'évolution à long terme des écoulements de surface

La base hydrologique, établie dans le même ordre d'idée, montre une similitude entre l'évolution des précipitations et celle des modules annuels des écoulements de surface. Ces processus sont illustrés par la situation de base hydrologique (fig. 39), établie, en guise de comparaison pour le fleuve Sénégal (à la station de Bakel) et la Casamance (à la station de Kolda).

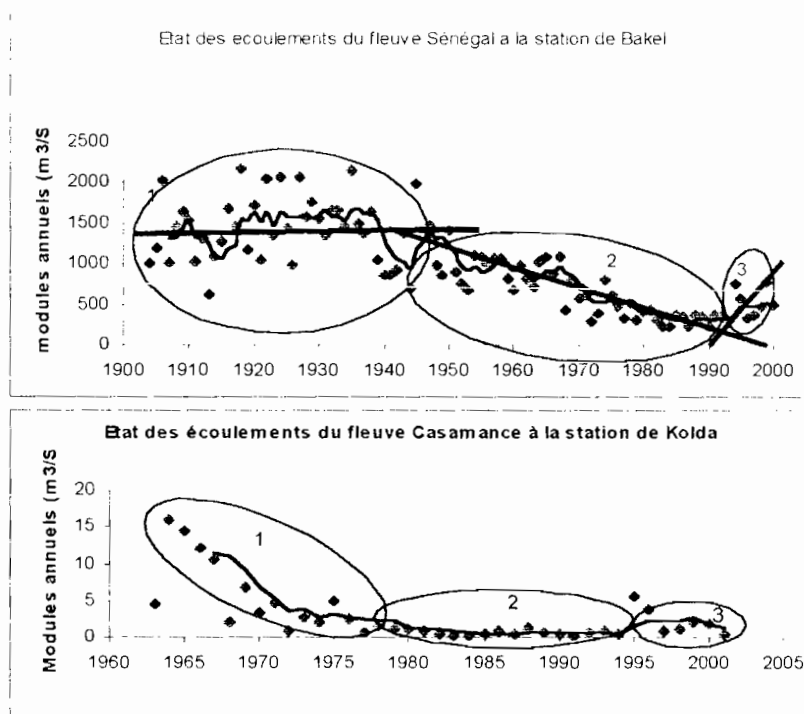


Figure 39 : situation de base hydrologique aux stations de référence de Kolda (sud du pays) et de Bakel (est du pays).

Cette évaluation révèle, à l'instar de la pluviométrie, trois phases d'évolution des débits au cours du siècle finissant, la phase d'instabilité hydrologique remontant aux années 1940. Cette phase, qui s'observe bien dans le cas du fleuve Sénégal, est mal définie en Casamance dont le niveau de base minimal est atteint à partir des années 1980.

VIII.2.2.2. Nature de la tendance sèche

La loi d'évolution à long terme des écoulements au cours de la période d'instabilité hydrologique a également été recherchée pour les deux stations. Elle révèle (fig. 40) une décroissance exponentielle de la même forme que celle de la pluviométrie (Malou R. 2002).

$$Q_{\delta t} = Q_{ref} \cdot e^{-\alpha \cdot \delta t}$$

Où :

$Q_{\delta t}$ est le débit à un horizon de projection donné (δt)

$Q_{ref.}$, la moyenne mobile pondérée des débits, centrée sur l'année de référence (égale à 1459.5m³/s à Bakel et 3.5942 m³/s à Kolda).

α , un coefficient de régression (égal à -0.0027 à Bakel et -0.1009 à Kolda)

Δt le temps en année séparant l'année de référence à l'année de projection.

Le processus de tarissement des cours d'eau est également beaucoup plus important au sud qu'au nord du pays. ($\alpha_{Kolda} > \alpha_{Bakel}$)

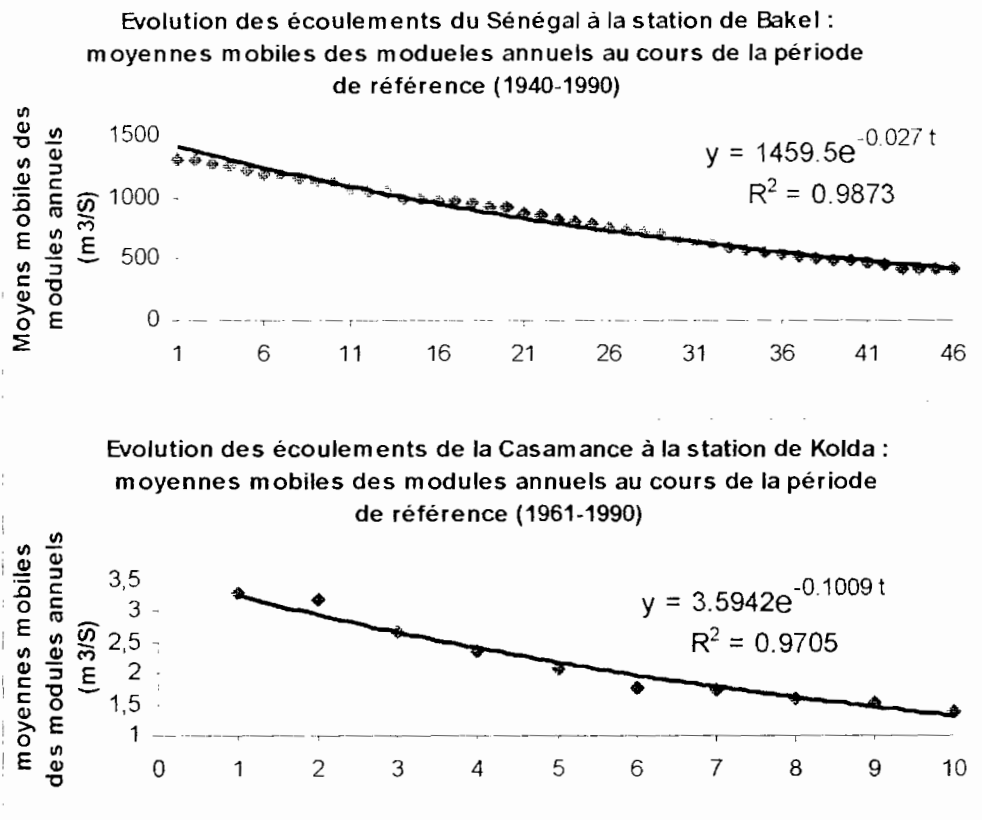


Figure 40 : référence hydrologique au cours de la période d'instabilité climatique (normale 1961/1990)

Conclusion partielle

Le Sénégal dispose d'un réseau hydrographique très dense qui couvre l'ensemble du territoire national mais dont les disponibilités en eau sont très insuffisantes, rythmées par le caractère saisonnier du climat. En dehors des fortes crues de la saison pluvieuse, les biefs continentaux des axes hydrauliques demeurent secs au cours de la saison sèche tandis que les biefs maritimes sont envahis par les eaux de mer.

L'analyse de l'évolution des régimes d'écoulement à partir des grands bassins montre, à l'instar de la pluviométrie, des tendances d'assèchement à long terme. Les fleuves Sénégal et Gambie, qui prennent leur source en Guinée (en zone humide) sont moins affectés que les cours intérieurs du Sine, du Saloum et de la Casamance qui connaissent de nos jours des étiages absolus.

IX. LES NAPPES DU COMPLEXE TERMINAL

IX.1. Situation de base des nappes phréatiques

IX.1.1. Problématique des nappes superficielles

En zones arides et semi-arides, la recharge effective des nappes phréatiques, qui constituent le premier plan d'eau des réservoirs souterrains, est un des paramètres les plus difficiles à estimer. L'évapotranspiration s'effectue pendant et après la recharge saisonnière, de sorte que l'infiltration efficace, supposée acquise à l'écoulement souterrain ne profite plus entièrement à celui-ci. Les nappes phréatiques, en rapport direct avec l'atmosphère, portent la marque du cycle saisonnier, se rechargeant pendant la saison des pluies et se déchargeant au cours de la saison sèche qui suit. Ainsi, en terme d'apport d'eau nouvelle, elles se rechargent mais demeurent en l'état et peuvent même se décharger, en terme de bilan. Cette contrainte climatique, qui s'exerce sur les ressources en eau souterraine, est particulièrement exacerbée au cours de la période de déficit pluviométrique en cours dans la bande sahélienne depuis les années 1970.

Envisager une gestion efficace de ces ressources en eau, notamment des stocks d'eau souterraine, dans ce contexte de contrainte climatique, suppose une bonne connaissance des mécanismes de transfert hydriques, responsables de leur évolution.

Les recherches qui ont été entreprises sur la thématique des transferts hydriques, ont débuté en 1988 dans le bassin de Baïla en Basse Casamance avec, comme préoccupation majeure, la recherche de l'impact du climat sur les ressources en eau. Cette thématique a, comme nous le disions en introduction, évolué au cours du temps, en trois phases que sont :

- La recherche du bilan hydrique à l'échelle du bassin versant,
- La modélisation des transferts hydriques en zone climatique déficitaire,
- La recherche de l'impact du climat sur les ressources en eau souterraines.

Ces trois thématiques constituent les trois rubriques essentielles de cette thèse d'état.

Les recherches ont porté sur les nappes du complexe terminal (Continental Terminal et Quaternaire en l'occurrence), qui constitue le revêtement superficiel du bassin sédimentaire sénégalais. Ces nappes ont fait l'objet d'un suivi, dans les trois grandes zones climatiques du pays :

En zone sub-guinéenne, dans le bassin versant de Baïla, de 1988 à 1992,

En zone soudanienne, dans les bassins versants de la Néma, de Koutango (de 1992 à 2000) et dans la mare de Gagué Bocar (en 2003)

En zone sahélienne, dans le littoral nord (sources des données de la Direction de la Gestion et de la Planification des Ressources en Eau, DGPRE)

Les données ainsi recueillies de manière partielle et discontinue dans le temps et dans l'espace, sont à l'évidence, insuffisantes lorsqu'il s'agit de donner un aperçu détaillé du comportement hydro-climatique des nappes phréatiques dans leur ensemble. C'est la raison pour laquelle nous avons amplement exploité la base de données, triées et mise à jour, de la DGPRE, notamment pour la caractérisation de la réponse hydro-climatique des nappes du

littoral nord. Ceci a donc permis d'optimiser la taille du fichier de données indispensables à l'analyse de l'évolution de la ressource en eau en rapport avec le climat.

IX.1.2. Caractère des nappes en climat sub-guinéen (Bassin de Baïla

IX.1.2.1. Contexte de l'étude

La région naturelle de la Basse Casamance, au sud du Sénégal (cf. fig.36), a été le champ d'expérimentation de nos recherches sur l'impact du climat sur les ressources en eau souterraines. Située en zone tropicale humide, cette région connaît, traditionnellement, deux saisons bien marquées. Une longue saison sèche qui s'étend de novembre à mai et une courte saison des pluies qui occupe le reste du temps couvrant à peine les mois de juin et d'octobre. La moyenne pluviométrique, qui a beaucoup évolué à partir des années 1970, fut de 1500 mm au cours de la normale 1945-1968. La végétation, de type soudano-guinéen, fut très abondante avant le début de la sécheresse et faisait, naguère, de cette région sud, le fleuron écologique du Sénégal.

Au cours des années de sécheresse la région a connu naturellement beaucoup de mutations au plan climatique dont les plus perceptibles sont la dégradation vertigineuse de la couverture végétale, la salinisation des terres de culture et des nappes d'eau souterraines, dont en l'occurrence les nappes du complexe terminal en rapport avec les bas-fonds. Ceci est le corollaire d'une importante baisse pluviométrique qui, à partir des années 1970, a affecté toute l'Afrique intertropicale (Albergel J. 1978; Albergel J., Carbonel J. P., Grosis M. 1985; Albergel J., Valentin L. 1989; Dacosta H. 1989; Albergel J., Brunet D., Dubet G., Marieu B., Montoroi J. P., Pépin Y., Zante P. 1991; Dacosta H. 1992; Albergel J., Dacosta H. 1996; Dacosta H., Malou R. 1998; Dacosta H., Konaté Y. K., Malou R. 2002).

Les recherches visant à élucider les processus de transfert hydrique en zone sub-guinéenne, ont été menées dans les nappes phréatiques du Continental Terminal du bassin de Baïla (Malou R. 1989; Malou R. 1990; Malou R. 1991; Malou R. 1992). Ce bassin est comme nous le présentons dans la partie hydrologique, une frange margino-littorale non encore soumise aux modifications anthropiques des grands aménagements. Le choix de ce site vise à mettre en exergue la relation entre la nappe phréatique et la vallée en ne recherchant que les transferts liés au climat.

IX.1.2.2. Nature du réservoir aquifère

Dans le bassin de Baïla, la nappe phréatique est contenue dans les formations sablo-argileuses rouges du Continental Terminal ainsi que les sables marins et les vases fluviales du Quaternaire. L'horizon latéritique induré, à la base des sables rouges et qui en constitue le mur est aussi, localement aquifère, à la faveur d'une porosité en grand due à l'important réseau de fractures présent dans la région. Une vue schématique de ce réservoir est donnée (fig. 41), montrant les principales formations imprégnées dans le secteur de Balandine (bassin de Baïla).

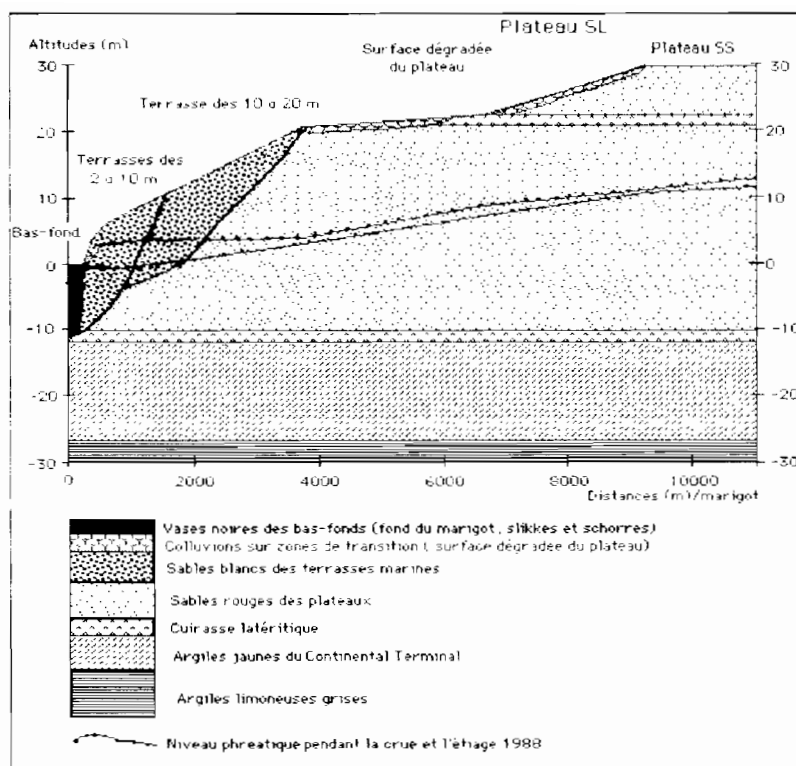


Figure 41 : réservoir de la nappe superficielle. Coupe: Balandine-Sindian (bassin de Baïla).

IX.1.2.3. Paramètres hydrodynamiques

En Basse Casamance, la nappe présente généralement une surface libre mais peut être localement captive ou semi-captive (Lepriol, 1983). Il existe peu de mesures directes des paramètres hydrodynamiques de la nappe superficielle. Les quelques mesures disponibles sont issues de l'analyse granulométrique des échantillons prélevés lors de 26 sondages de reconnaissance effectués dans le cadre du projet FED en 1978-1979 (Lepriol 1983). Ces paramètres sont variables, compte tenu de l'hétérogénéité des formations aquifères. Ainsi :

Les perméabilités (K) sont variables comprises entre $5 \cdot 10^{-5}$ m/s et $1,5 \cdot 10^{-4}$ m/s

Les transmissivités (T), également très variables sont comprises entre 1 et $8 \cdot 10^{-4}$ m²/s. Des mesures plus récentes (puits FED, 1979), effectuées dans le bassin de Baïla, indiquent même des valeurs plus basses ($5 \cdot 10^{-5}$ m²/s sous les plateaux; 1 à $1,5 \cdot 10^{-4}$ m²/s sous les terrasses).

La porosité efficace moyenne est de 10% (Lepriol, 1983) pour l'ensemble des formations concernées. Dans le cadre de l'étude du bilan hydrique de la vallée de Baïla cette valeur des 10 % a été retenue pour les formations sablo-argileuses du plateau Continental Terminal. Les sables des terrasses marines, plus poreuses sont créditées de 15 % valeur qui nous semble plus représentative de ces formations (Malou R. 1989).

IX.1.2.4. Caractérisation de la relation eaux de surface/eaux souterraines

I.1.1.1.8. Protocole expérimental de l'étude

En Basse Casamance, la nappe phréatique se trouve entre quelques centimètres du sol (aux abords des bas-fonds) et une trentaine de mètres de profondeur, (sous les plateaux du Continental Terminal). Elle est captée, dans toutes les localités, par des puits villageois traditionnels et joue un rôle très important dans l'hydraulique villageoise.

Le suivi hydrologique et piézométrique du bassin de Baïla remonte à 1987. Pour le suivi de la nappe, un réseau d'une cinquantaine de puits villageois a servi à l'observation. Ce réseau est complété, dans le bas-fond, par une ligne de cinq à six piézomètres permettant de suivre le contact marigot-nappe dans les localités de Baïla, Balandine et Djibidione. Les observations ont porté essentiellement sur les mesures du niveau statique et la conductivité électrique des eaux dans les puits d'observation.

Au plan hydrologique, quatre stations hydrométriques ont été installées dans le cours d'eau. Il s'agit des stations de Toukara (en amont du bassin), de Djibidione et de Balandine (au centre) et de Karthiack en aval. Le cours d'eau est envahi par la mer jusqu'à Djibidione, seule la station de Toukara échappe à cette influence marine mais ne dispose pas d'apport suffisant d'eau, elle ne draine que le ruissellement direct au cours de la saison pluvieuse.

Les mesures sont effectuées lors des missions d'observation organisées mensuellement pendant l'hivernage et tous les deux mois en saison sèche. Un échantillon d'eau est également prélevé pour vérification de la conductivité et éventuellement analyse chimique au laboratoire. Les ouvrages d'observation étant des puits villageois utilisés pour l'alimentation en eau des populations, des observateurs locaux sont mis en place, dans certains sites (Balandine, Djibidione, Djiguinoum) pour effectuer des mesures régulières du niveau statique le matin avant le début des activités ménagères. Dans la localité de Balandine, un limnigraphe OTT R16 doté d'une révolution mensuelle a été installé au puits (I). Il a permis l'obtention d'un hydrogramme de la nappe de 1988 à 1991 dont le dépouillement a été effectué avec le logiciel HYDROM du laboratoire d'hydrologie de l'ORSTOM.

I.1.1.1.9. Identification de la relation nappe/cours d'eau

Le nivellement des puits dans le bassin de Baïla a permis de dresser des cartes piézométriques (une en fin de saison sèche et une en fin de saison pluvieuse) (fig. 42). On note à l'examen de ces cartes que l'allure de la nappe suit, d'une manière générale, la topographie des sous-bassins versants avec un gradient de charge dirigé vers les zones de plateau en forme de dôme piézométrique. La nappe présentant, d'une manière générale, un écoulement non uniforme de type radial dont la configuration en dôme sur les plateaux est déterminée par la topographie du bassin avec un profil piézométrique de type parabolique, devenant hyperbolique au niveau des versants.

On note ainsi la mise en place de petites sous nappes, en apparence drainées par les petites cuvettes transversales qui découpent le plateau Continental Terminal. La différence de niveau

entre le début et la fin de la période pluvieuse, montre l'existence de fluctuations saisonnières d'autant plus importantes que la profondeur de la nappe diminue.

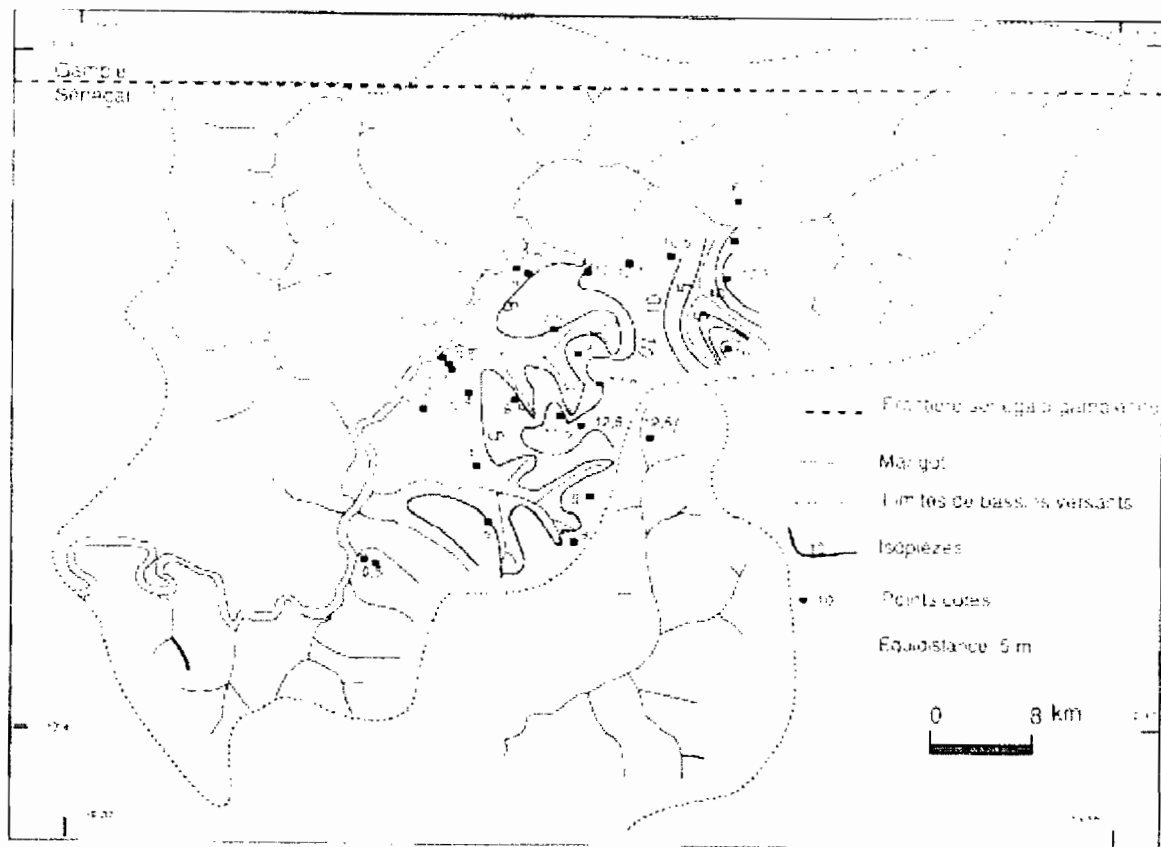


Figure 42 : isopièzes de la nappe superficielle: bassin de Baïla; juillet 1989.

La figure 43 qui met en parallèle les profils topographiques et piézométrique dans la zone de Balandine, confirme les résultats de l'analyse cartographique. Parabolique en amont (sous le plateau) le profil piézométrique devient hyperbolique en aval (sous les terrasses) et donne l'impression d'un drainage important de la nappe par les marigots.

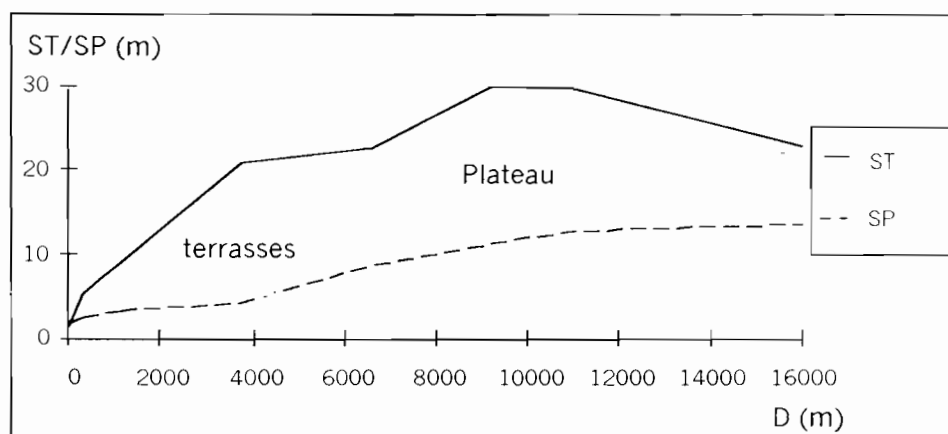


Figure 43 : comparaison profil topographique/profil piézométrique: coupe NO-SE (Balandine-Sindian) octobre 1988. Le trait continu représente la surface topographique (ST) et le trait discontinu, la surface piézométrique; D, la distance par rapport au marigot.

Cette complexité du profil de la nappe est à mettre en rapport avec l'hétérogénéité des formations aquifères, subdivisées en deux ensembles avec d'une part les sables argileux du Continental Terminal et d'autre part les sables blancs du Quaternaire qui constituent les terrasses marines.

La configuration piézométrique de la nappe est très dynamique à l'approche du bas-fonds. L'évolution saisonnière du niveau piézométrique montre qu'à l'approche du marigot, sous la terrasse inférieure, les battements de la nappe sont très importants pendant la crue des eaux souterraines (vers la fin du mois de septembre), la nappe se présente en dôme; à l'étiage (juin/juillet) ce dôme fait place à une dépression piézométrique (fig. 44).

Ces phénomènes d'inversion piézométrique à l'approche des exutoires présumés de la nappe (marigots), indiquent, par contre, que les rapports nappe/marigot demeurent très limités. Ceci est d'ailleurs mis en évidence par le caractère temporaire des disponibilités en eau dans le réseau hydrographique qui ne fonctionne que pendant la phase de drainage (ruissellement direct), au cœur de l'hivernage.

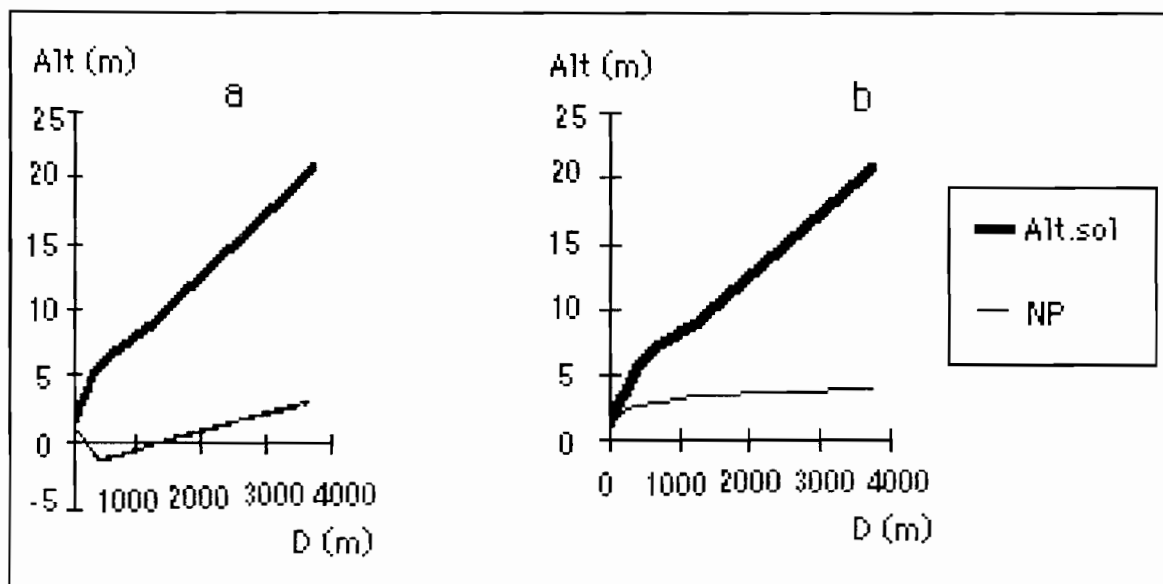


Figure 44 : inversion piézométrique saisonnière à l'approche du marigot dans le secteur de Balandine. (a): période d'étiage; (b): période de crue; (Alt). sol: surface du sol; (NP): niveau piézométrique; (D): distance en mètre par rapport au marigot.

1.1.1.10. Variations de niveaux statiques et influence climatique

L'analyse des fluctuations de la nappe révèle un lien étroit entre le cycle saisonnier et l'évolution des stocks d'eau souterrains. Au cours d'un cycle hydrologique, le niveau piézométrique, perçu à travers l'évolution des niveaux statiques des puits villageois, montrent des variations de grande amplitude, modulées par l'épaisseur de la zone non saturée. Ces variations vont de quelques centimètres sous les interfluves (au-delà de 20 m de profondeur) à plus de 5 mètres au niveau des terrasses marines (entre 5 et 10 m de profondeur). Ces mouvements de nappe font ressortir de véritables périodes de crue et d'étiage des eaux souterraines indiquant une phase de stockage et de déstockage de l'eau pluviale dans le réservoir souterrain au cours du cycle hydrologique.

Les amplitudes de ces battements de niveau sont fonction de la profondeur de la nappe. En zone de terrasse, où la profondeur de la nappe est comprise entre 0 (niveau du bas-fond) et 10 m, le niveau statique passe d'une profondeur maximale correspondant au niveau d'étiage (en juin/juillet) à une profondeur minimum (niveau de crue atteint vers la fin de l'hivernage (en septembre/octobre). Ceci définit deux phases bien distinctes du fonctionnement de l'aquifère: une phase de recharge pendant l'hivernage (allant de juillet à septembre) et une phase de décharge pendant la saison sèche (d'octobre à juin) (fig. 45).

(k) *En zone de terrasse*

L'amplitude des fluctuations est importante, pouvant atteindre 4 à 5 m (lorsque la profondeur moyenne de la nappe est comprise entre 5 et 10 m). En dessous, dans la terrasse inférieure, ces battements de nappe subissent l'effet limitant du marécage constitué par le bas-fond. Au delà, sous les terrasses supérieures, l'amplitude des fluctuations diminue avec la profondeur. On note une dissymétrie de l'onde de fluctuation du fait de l'importance relative de la phase de décharge qui dure près de 9 mois. Au cours de la période d'observation, après la recharge de 1988, perceptible à toutes les stations d'observation, une stabilité du niveau de base.

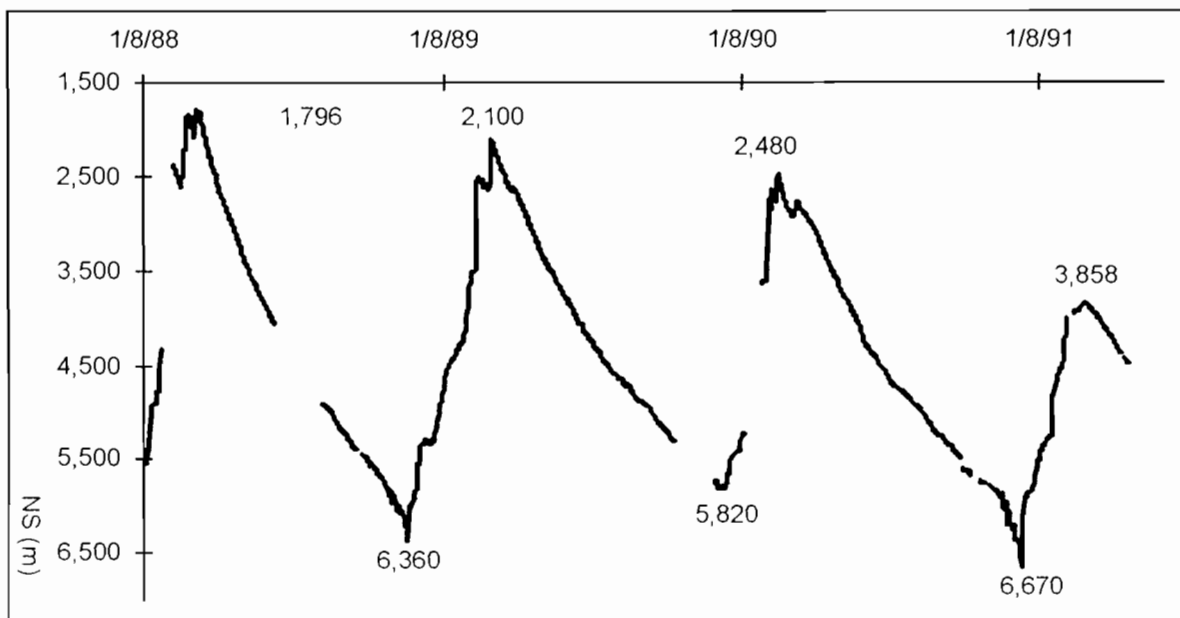


Figure 45 : hydrogramme du puits I de Balandine en zone de terrasse

(l) *En zone de versant*

Sous le versant (entre 10 et 15 m de profondeur de nappe) les battements du niveau piézométrique sont de l'ordre de 2 à 1,5 m. L'onde de fluctuation présente une symétrie relative du fait d'un équilibre entre les phases de recharge et de décharge qui durent chacune 6 mois environ: du mois d'août au mois de janvier la nappe se recharge, le reste du temps (février/juillet) elle se décharge. Là, comme la zone précédente, le niveau de base de la nappe

s'est à peu près stabilisé au cours des cycles 1988/1989, 1989/1990, après une recharge significative en 1988 (fig. 46).

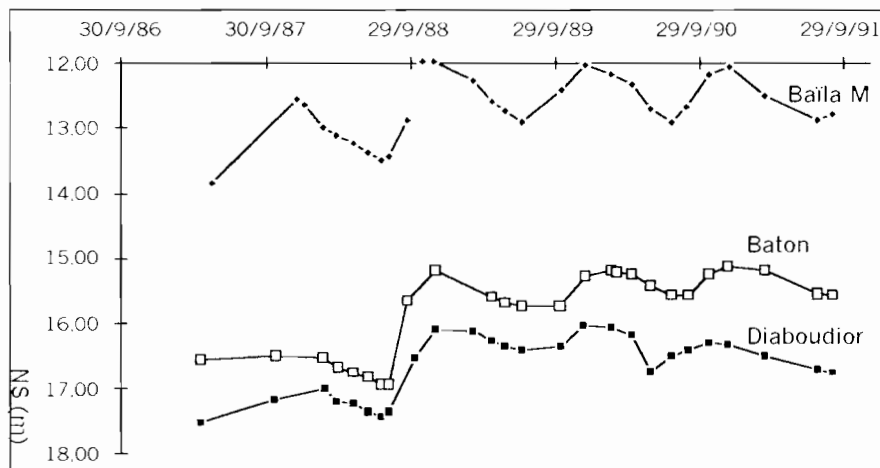


Figure 46 : fluctuations du niveau de la nappe dans le bassin de Baila: zone de versant

(m) *En zone de plateau*

Sous le plateau, où la profondeur de la nappe excède 20 m, le caractère saisonnier des battements de nappe tend à s'estomper. Leurs amplitudes faiblissent considérablement et deviennent inférieure à 1 m). En revanche, lorsque la recharge est effective, le stock d'eau souterrain est plus durable que dans les unités inférieures. Au cours de la période d'observation, le bilan hydrologique de la nappe est nettement positif (fig. 47) sous le plateau continental Terminal.

Ceci pourrait se justifier par l'allongement de la phase de recharge, qui en s'étendant sur la quasi-totalité de la saison sèche, réduit sensiblement la décharge post-hivernage.

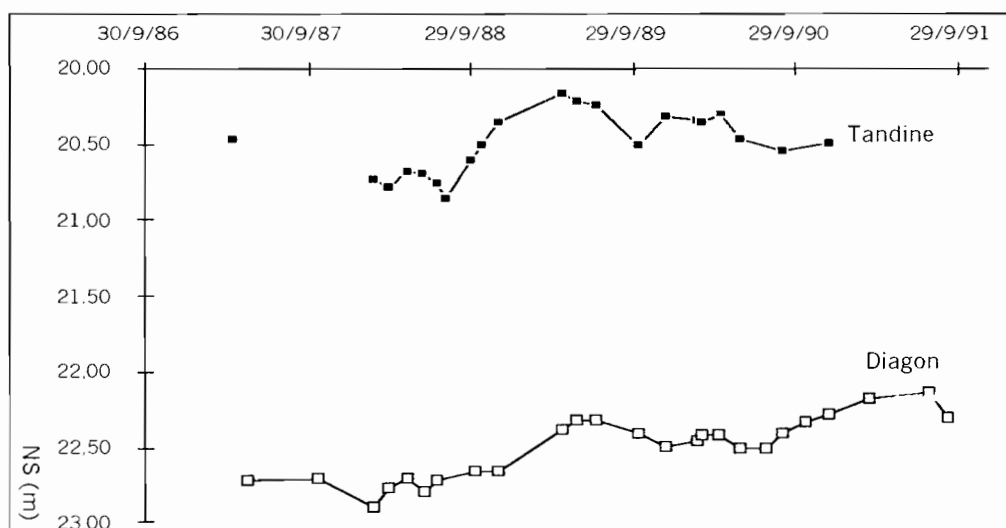


Figure 47 : fluctuations du niveau de la nappe dans le bassin de Baila: zone de plateau

Ces observations sont, cependant, à considérer avec assez de mesures car les niveaux dits statiques sont, la plupart du temps, des niveaux dynamiques du fait de l'exploitation des puits

de d'observation. Il s'y ajoute que les phases extrêmes des fluctuations (étiage et crue maximaux) échappent souvent à l'observation du fait de l'irrégularité du suivi

Conclusion partielle

En zone soudano-guinéenne, la nature des transferts de flux hydriques entre la nappe phréatique et l'atmosphère peut être appréciée, de manière qualitative, par la rapidité des modifications du profil piézométrique aux abords du bas-fond et son caractère typiquement saisonnier. Ce contexte morpho-dynamique de la nappe, autorise à dire que ces rapports de drainage sont très limités, notamment par la mise en place au cours de la période de recharge d'un dôme piézométrique près du bas-fond. Il conduit à donner la primauté aux transferts de flux verticaux (de recharge pluviale et de décharge évaporatoire) à caractère saisonnier. Ainsi pendant la saison humide, il s'effectue une importante remontée piézométrique sous l'effet des fortes précipitations. Cette recharge est relayée par une décharge tout aussi importante lors de la période de déficit pluviométrique qui suit (saison sèche). Ce processus de perte rapide des eaux stockées pendant la saison pluvieuse, est essentiellement dû à l'importante demande évapotranspiratoire.

La recharge annuelle est fonction de l'importance relative de ces variations saisonnières, elle même fonction des précipitations annuelles et de la profondeur de la nappe;

En 1988, année où un excédent pluviométrique fut observé, la nappe a connue une recharge significative alors qu'au cours des cycles hydrologiques 1989/1990, 1990/1991 (années déficitaires), la tendance est plutôt à l'épuisement de la ressource hydrique.

Ces deux phases du cycle hydrologique caractérisent l'influence du climat sur les ressources en eau souterraine. Elles montrent que les nappes phréatiques se rechargent au cours de la saison pluvieuse mais se déchargent également au cours de la saison sèche par évapotranspiration. Il s'agit là d'une caractéristique particulière du bilan hydrologique en zone sous contrainte climatique car l'infiltration efficace n'est plus entièrement acquise à l'écoulement souterrain, elle fait l'objet de reprises par exfiltration au cours de la saison sèche. Ceci explique ce que d'aucuns ont appelé, en basse Casamance, la "disparition occulte" des écoulements, qui se manifeste par un déficit d'écoulement exagéré.

Le bilan hydrologique de la nappe est ainsi le résultat de l'importance relative des deux phases de fonctionnement hydrique (stockage et déstockage). Dans le contexte climatique actuel, on note une prépondérance du déstockage, de sorte que les nappes d'eau souterraine se rechargent, en terme d'apport d'eau nouvelle, mais se déchargent en terme de bilan hydrologique. La figure 48 ci-dessous, des fluctuations de la nappe dans le secteur de Balandine illustre parfaitement ce processus d'évaporation des nappes phréatiques.

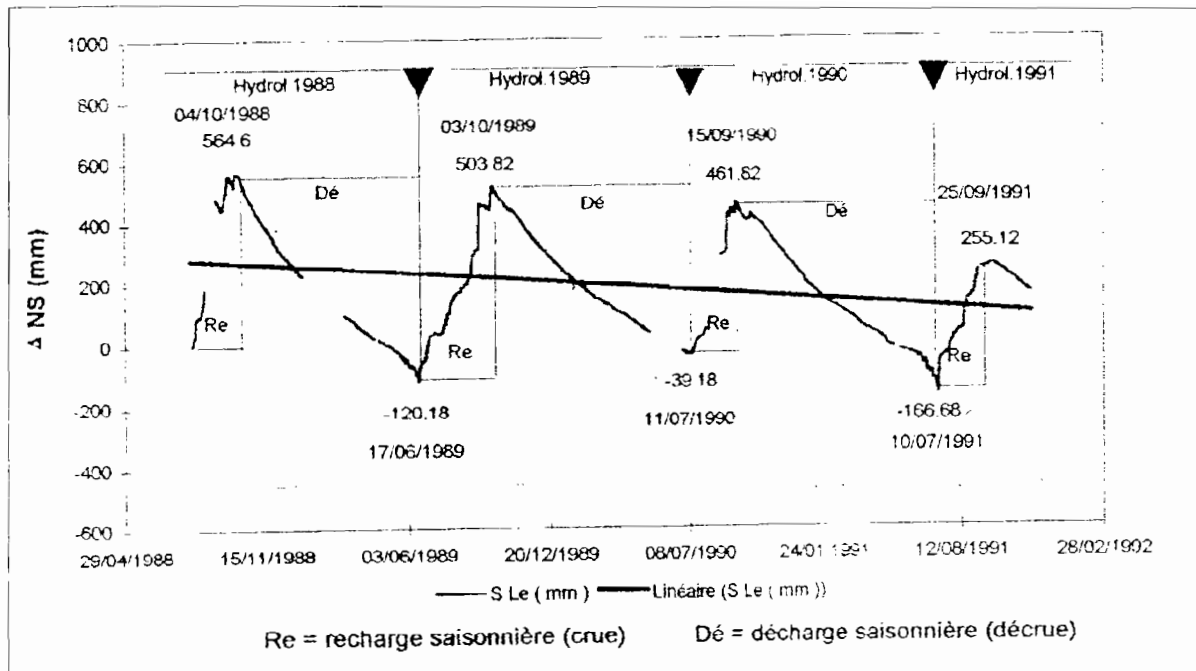


Figure 48 : fluctuations saisonnières de la nappe phréatique dans le bassin de Baïla: un exemple de nappe qui s'évapore

IX.1.3. En zone soudanienne (nappe du Sine Gambie)

IX.1.3.1. Caractéristiques de la nappe du Sine Gambie

I.1.1.1.11. Contexte

Des recherches similaires à celles menées dans le bassin de Baïla, en climat sub-guinéen, ont été menées dans les bassins de la Néma et de Koutango, sous climat soudanien. Là également c'est la nappe du Continental Terminal, qui constitue le revêtement superficiel du bassin sédimentaire sénégalais, qui est concernée ces investigations.

Dans le Sine-Gambie le Continental Terminal présente une composition très hétérogène (Dieng, 1965). Il est essentiellement constitué de sables, d'argiles et de sables argileux interstratifiés avec de fréquents passages latéraux de faciès. On y note, comme dans tout le bassin sédimentaire, la présence d'une cuirasse latéritique affleurant par endroit à la faveur de l'érosion.

I.1.1.1.12. Le réservoir aquifère du Sine-Gambie

Dans la zone de l'étude, (bassins de la Néma et de Koutango) le réservoir Continental Terminal est appelé (Noël, 1975) «Sine Gambie» du fait de son appartenance aux bassins du Sine et de la Gambie. Cet aquifère dispose d'une structure relativement simple. Son substratum imperméable, constitué par les formations marneuses de l'Eocène est fortement raviné par des vallées fossiles ce qui entraîne une variation importante de l'épaisseur de l'aquifère dont la puissance moyenne est de 40 m avec des épaissements de 60 à 100 m

(dans les vallées fossiles). Aquifère à nappe libre, la formation n'est bordée que par la côte atlantique qui en constitue, à l'Ouest, la seule limite à potentiel imposé.

I.1.1.1.13. Caractéristiques hydrodynamiques

Dans le secteur du Sine-Gambie, à la différence de la zone sud, l'aquifère Continental Terminal présente de bonnes qualités hydrodynamiques. Les études effectuées sur la base de pompes d'essai (Noël, 1975) révèlent de bonnes aptitudes à la libération de l'eau ainsi que des phénomènes d'égouttement. Les caractéristiques régissant cet hydrodynamisme sont les suivantes :

- Transmissivité : $2 \cdot 10^{-3}$ à $7 \cdot 10^{-3}$ m²/s
- Coefficient d'emmagasinement : 21 %
- Débit spécifique : 1 à 10 m³/h/m.

I.1.1.1.14. L'écoulement

L'analyse de la carte piézométrique (fig. 49) montre une zone de recharge, matérialisée par un dôme piézométrique, d'axe nord-sud, très bien individualisé dans le secteur sud-ouest de la zone. A cet endroit la nappe présente un écoulement radial, divergeant à partir de la ligne de partage des eaux souterraines. Elle se déverse à la mer, sur le flanc ouest du dôme et dans le bassin de la Gambie, sur son flanc est. Plus au nord, le dôme piézométrique se scinde en deux branches : l'une orientée vers le nord-ouest (sur un axe passant par Toubakouta), l'autre prenant la direction de l'Est (suivant l'axe Nioro Alassane-Ndrame Escale-Wack Ngouna). Dans ce secteur Nord la nappe s'écoule selon une direction nord-sud, se déversant dans le bassin de la Gambie (sur le flanc sud du dôme) et dans la vallée fossile de Nioro du Rip (sur son flanc Nord). Cette vallée fossile constitue un axe de drainage de la nappe par lequel elle reçoit les eaux salées du Saloum.

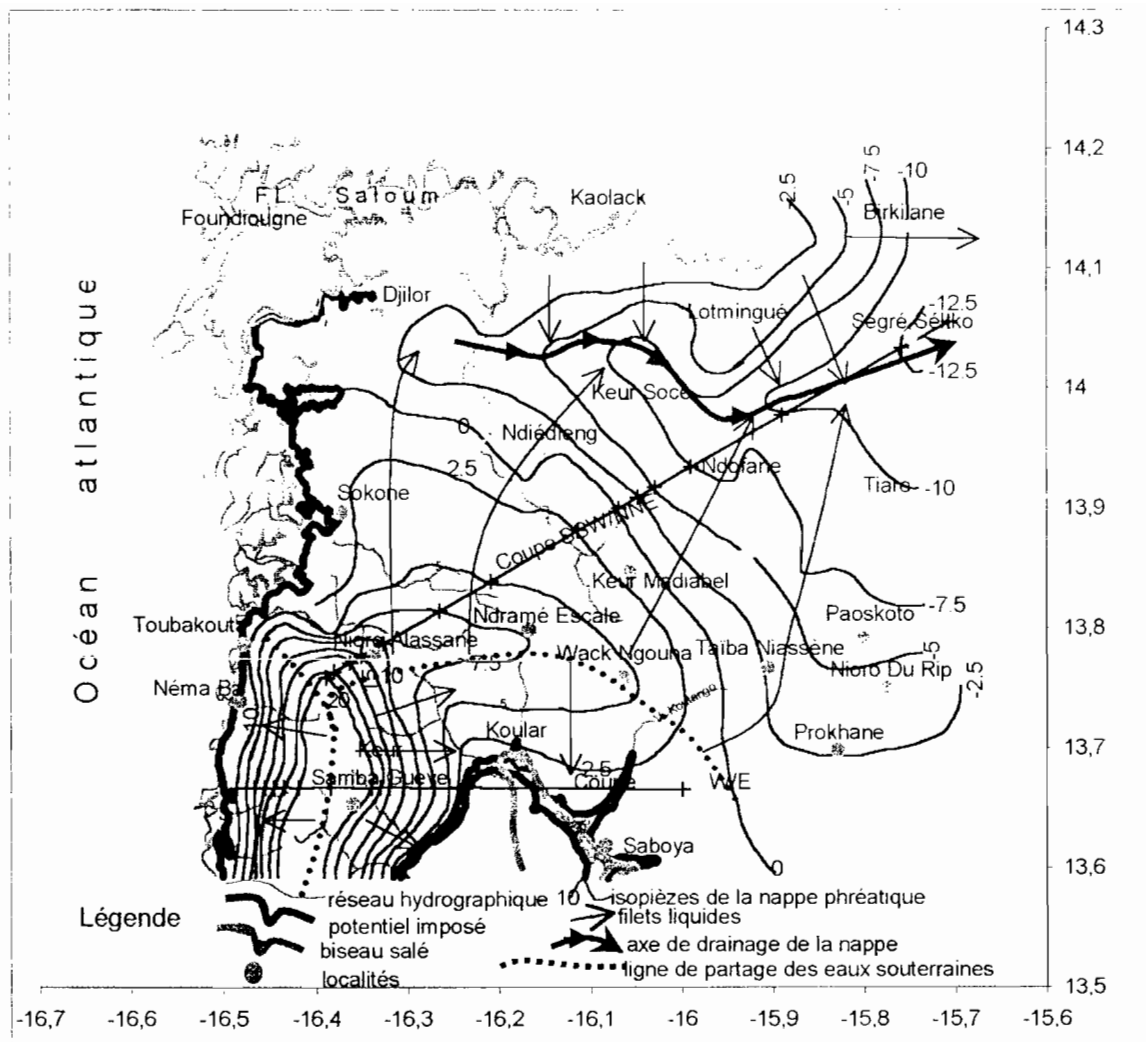


Figure 49 : Carte piézométrique de la nappe du Continental Terminal en Sine Gambie

Dans le secteur sud-ouest de la région (où débute le dôme piézométrique) le potentiel hydrique est très important. Il s'élève à plus de 20 m au-dessus du niveau marin et s'affaisse progressivement en direction du nord-est où il descend à plus de 10 m sous le niveau de la mer (dans l'axe de drainage en bordure du Saloum).

Le gradient d'écoulement de la nappe est, de ce fait, variable : très important dans la zone de recharge (au sud-est de la zone), où il est de l'ordre de 0,15 %, il devient très faible au nord-est en direction de l'axe de drainage, où il est de l'ordre de 0,002 %. Les profils piézométriques W-E et SSW-NNE (fig. 50) montrent cette variation d'écoulement de la nappe.

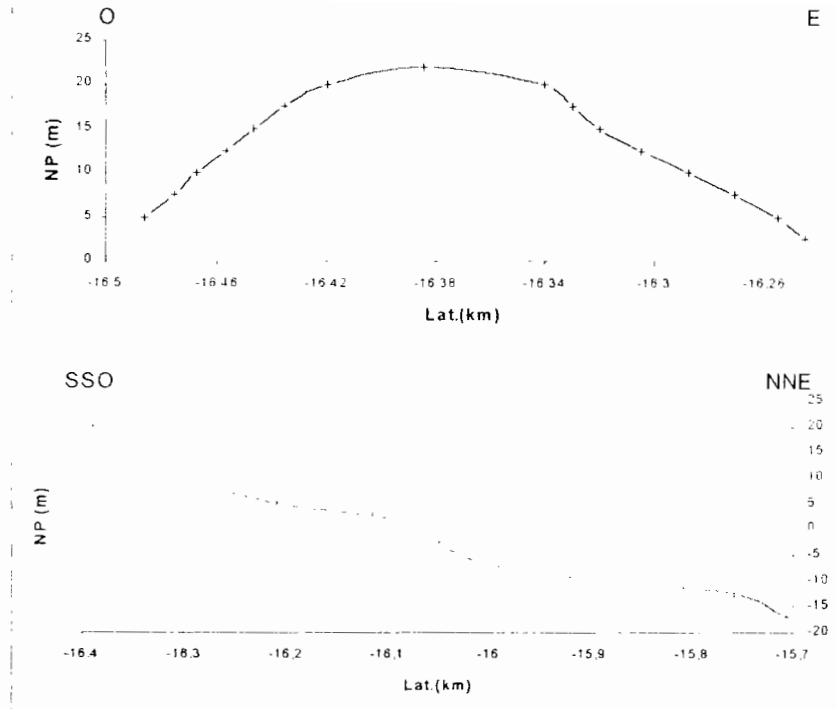


Figure 50 : Profil piézométrique de la nappe phréatique du Sine Gambie

IX.1.3.2. Relation eau de surface/eau souterraine

Les caractéristiques de la relation eau de surface/eaux souterraines ont été examinées à l'échelle de deux bassins versants (les bassins de la Néma et de Koutango)

1.1.1.15. Dans le bassin de la Néma

(n) Présentation du bassin de la Néma

L'étude, des transferts hydriques entre les nappes phréatiques et l'atmosphère, en milieu soudanien, a été menée dans un bassin versant, margino-littoral, le bassin de la Néma. Ce bassin, qui est de la classe des petits bassins versants, fait une superficie d'environ 50 Km². Il a été érigé, en bassin versant de recherche et d'expérimentation (BVRE) par l'équipe de recherche pluridisciplinaire pour l'Aménagement et la Mise en valeur des Bas-Fonds (AmiBaF) depuis 1991. Situé au centre ouest du Sénégal, entre 13°42 et 13°45 de latitude Nord et entre 16°22 et 16°29 de longitude Ouest (fig. 51), ce bassin draine un petit cours d'eau qui s'étire d'est en ouest, sur environ 11 km, se déversant en mer par l'intermédiaire du Bandiala, un des bras de mer du Delta du Saloum. Le climat est de type soudano-sahélien avec alternance de deux saisons (une saison des pluies, qui dure 3 à 4 mois et une saison sèche longue de 8 à 9 mois).

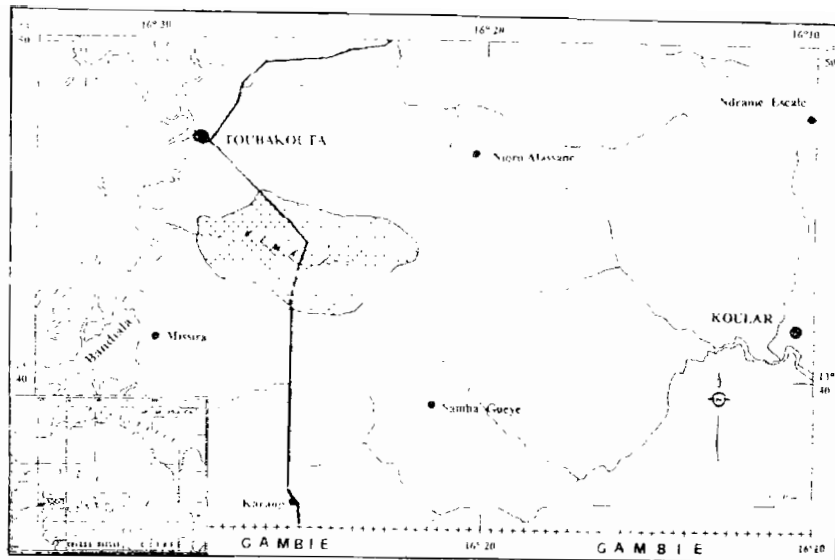


Figure 51 : carte de situation du bassin versant de la Néma

(o) *Protocole expérimental*

La nappe superficielle, qui a fait l'objet de cette étude, est contenue dans les formations argilo-sableuses du Continental Terminal (Diluca C. 1976) et du quaternaire. Cette nappe a fait l'objet d'un suivi, dans le temps et dans l'espace, à travers un réseau d'observation constitué de 32 puits villageois d'un piézomètre (implanté dans le village de Dielmo). Ce piézomètre, situé dans la moyenne terrasse, est équipé d'un limnigraphe afin de mieux suivre les variations du niveau de la nappe dans le temps. Les observations du niveau de la nappe sont effectuées mensuellement à travers tout le bassin versant. Ce suivi est affiné (échelle journalière) au niveau de certains ouvrages choisis le long de la topo séquence afin de mieux suivre les processus de transferts hydriques. Ces observations journalières renforcent le suivi continu des fluctuations de nappe effectué au niveau du piézomètre et du puits 11 de Dielmo par un limnigraphe AOTT 10, à rotation mensuelle.

Ce protocole expérimental inclus également le suivi des paramètres hydrologiques (précipitations et écoulement de la rivière (la Néma)). Ce suivi est effectué à travers un réseau de pluviomètres, pluviographes et de limnigraphes. Ce réseau hydrométrique comporte quatre stations pluviométriques et deux stations hydrologiques équipées de limnigraphe et d'un thalimède.

Les résultats partiels de ces investigations ont fait l'objet d'un mémoire de DEA (Liéno G. 1996) et d'une thèse de doctorat de troisième cycle (Ngom F. D. 2000) et de bien de valorisations scientifiques dans les réunions et colloques ainsi que dans des revues scientifiques (Ngom F.D., Malou R., Dacosta H., Mendy A. 2002).

(p) *Rapports de drainage nappe cours d'eau*

La Néma est un cours d'eau qui coule globalement est/ouest, dans le même sens que la nappe du Sine Gambie. Cette dernière, qui présente un écoulement radial, divergent à partir de l'axe de sa protubérance (orientée sud/nord), se déverse en mer sur son flanc Est, où l'écoulement emprunte un caractère cylindrique avec des filets liquides parallèles à l'axe du cours d'eau. Ce faisant, à l'échelle du bassin versant (fig. 52 et 53), la vallée draine localement la nappe et impose localement un type de nappe radial à écoulement convergent sur le bas-fond de la vallée qui en constitue un axe de drainage.

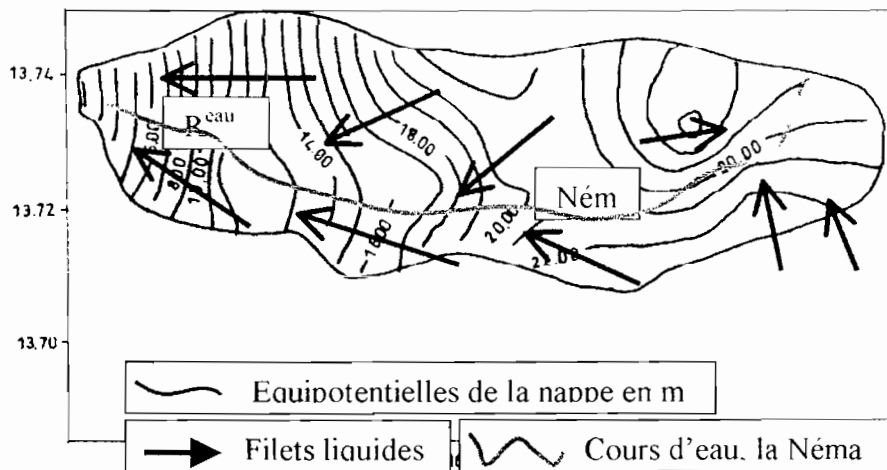


Figure 52 : Piézométrie de la nappe superficielle dans le bassin de la Néma en période d'étiage (01/07/95)

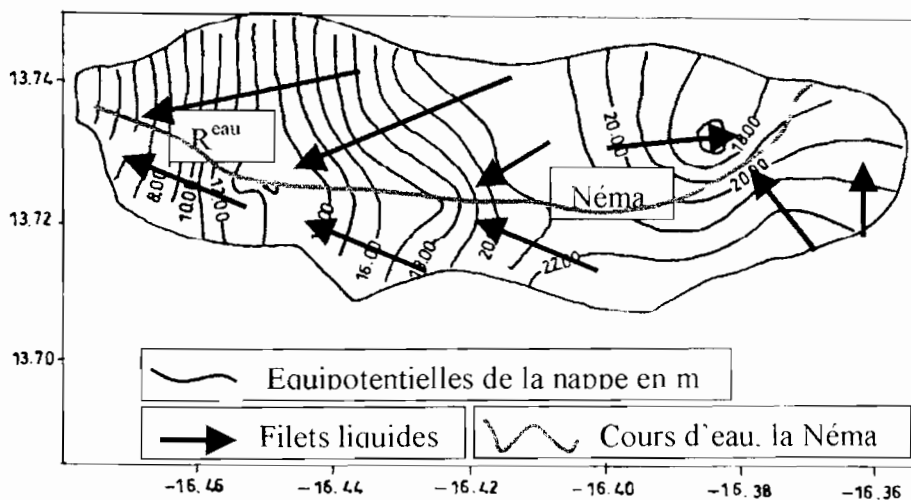
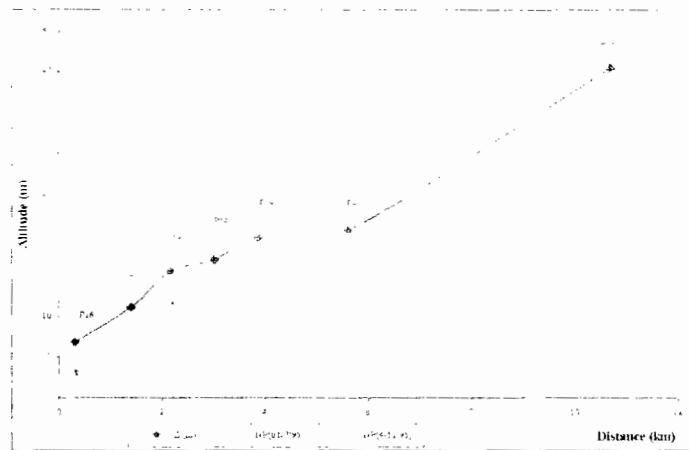


Figure 53 : Piézométrie de la nappe superficielle dans le bassin de la Néma en période de crue (04/11/95)

Comme dans le bassin de Baïla, en basse Casamance, la morphologie de la nappe est déterminée par la topographie du bassin. Ceci est illustré par la figure 54 qui montre une similitude entre les profils topographique et piézométrique en travers de la vallée ce qui comme nous le disions, est un indice de la prépondérance des processus climatiques dans le stockage et la disponibilité des ressources en eau souterraine, bien que, dans le contexte du Sine Gambie, les transferts latéraux ne soient pas dérisoires comme dans le contexte sud.

Figure 54 : Comparaison des profils topographiques et piézométriques longitudinaux du bassin de la Néma



Les rapports de drainage entre la nappe et la vallée sont déterminés par le cycle saisonnier, particulièrement en aval du bassin et dans le bas-fond où la nappe est plus proche de la surface du sol.

Ces échanges sont en faveur d'une recharge de la nappe par le cours d'eau pendant la période de crue et d'une restitution par la nappe des eaux accumulées au cours de la saison sèche. Ainsi la nappe soutient les débits d'écoulement de la rivière pendant une bonne partie de l'année. En fonction de l'importance du stock d'eau souterraine et donc de la charge de la nappe, ce drainage peut s'effectuer toute l'année ou s'interrompre vers la fin de la saison sèche. La figure 55 ci-dessous illustre cette relation fondamentale entre la nappe et la vallée.

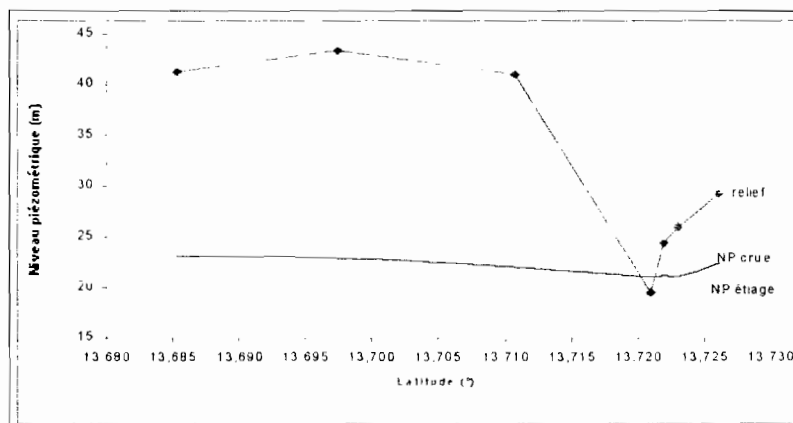


Figure 55 : Relation eau de surface / eau souterraine dans le bassin de la Néma

1.1.1.16. Les fluctuations de nappe et influence du climat

A l'échelle du bassin versant, la nappe présente un écoulement non uniforme de type radial dont la configuration en dôme sur les plateaux est déterminée par la topographie du bassin avec un profil piézométrique de type parabolique, devenant hyperbolique au niveau des versants. Ceci est révélateur de la prépondérance du paramètre climatique dans l'évolution de la ressource en eau.

Tout comme en basse Casamance les fluctuations des niveaux statiques revêtent un caractère saisonnier. La remontée piézométrique, correspondant à la recharge de la nappe s'effectue pendant la saison des pluies et la baisse de niveau piézométrique, correspondant à la décharge, s'effectue pendant la saison sèche.

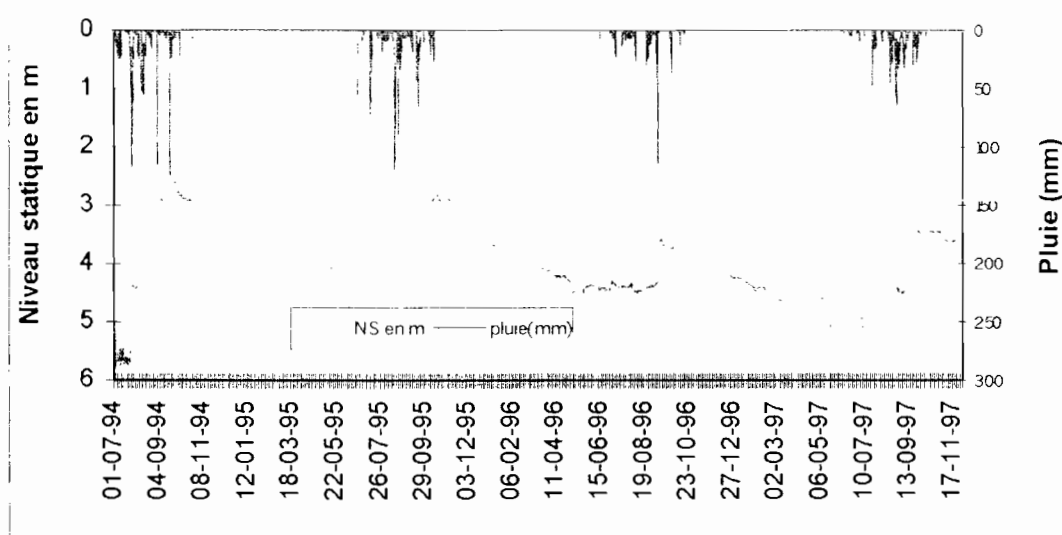


Figure 56 : Variations du niveau statique de la nappe dans les puits de faible profondeur (zone de terrasse)

Toutefois, il arrive que ces processus soient plus ou moins décalés selon la profondeur de la nappe. Dans les zones où la nappe est peu profonde, au niveau des terrasses (fig. 56), la recharge est quasi instantanée. A l'exception des premières précipitations, qui contribuent à satisfaire le déficit hydrique du sol, les crues des nappes se manifestent dans les 24 heures qui suivent les averses. La vitesse moyenne d'infiltration a été estimée à 5 m/j. Cette forte valeur est corroborée par la bonne perméabilité ($5 \cdot 10^{-5}$ m/s) des sols (Scet, 1966).

La remontée piézométrique est rapide et très importante aux abords des bas-fonds mais cette recharge est assez transitoire car elle est immédiatement relayée par un rabattement très important. Ragan (1968) et Chevalier (1990) expliquent cette fugacité de la recharge de la nappe par un apport supplémentaire de l'eau ayant ruisselé sur les versants et s'infiltrant à l'entrée du bas-fond. Un autre auteur, (Planchon, 1989), a montré, par marquage colorimétrique des crues dans les ravines, la participation de l'eau transitant par la nappe en bas de versant et contribuant au gonflement des crues du cours d'eau.

Au cours de la saison sèche, la nappe présente une décrue régulière d'environ 5 mm/j. Compte tenu de l'emmagasinement de 5 % des formations encaissantes, ce déstockage correspond à une lame d'eau de 0.25 mm/j. Cet abaissement représente un débit spécifique

d'environ $250 \text{ m}^3/\text{km}^2$ d'eau que la nappe libre, par jour par évaporation et par drainage par le fond alluvial.

Dans les zones à profondeur moyenne c'est à dire au niveau des versants (fig. 57), la recharge est nettement différée par rapport aux pluies qui l'engendrent. Ce déphasage est d'environ 1 à 2 mois de sorte que le niveau piézométrique maximal se situe entre les mois de janvier et de février. Ceci s'explique par le temps de transit, nécessaire aux fronts de percolation, générés depuis la surface du sol, pour atteindre la nappe. Ce temps est proportionnel à l'épaisseur de la zone non saturée et aux forces de rétention hydrostatique du réservoir non saturé (Dupriez H. 1990; Malou R. 1992; Ngom F. D. 2000)

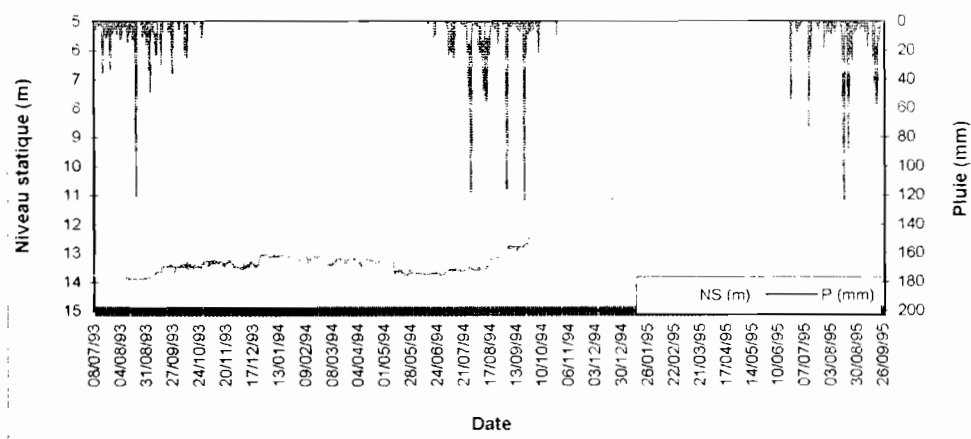


Figure 57 : Variations du niveau statique de la nappe dans les puits moyennement profonds (zone de versant)

Sous les plateaux, en zone de forte profondeur (vers 20 m), (fig. 58), les variations saisonnières ont tendance à s'estomper. L'évolution piézométrique prend l'allure d'une onde d'évolution à grand rayon de courbure. La recharge, 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 piézométrique.

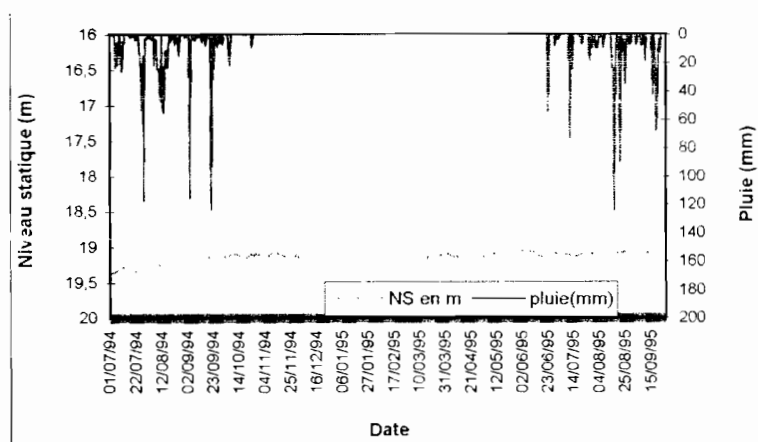
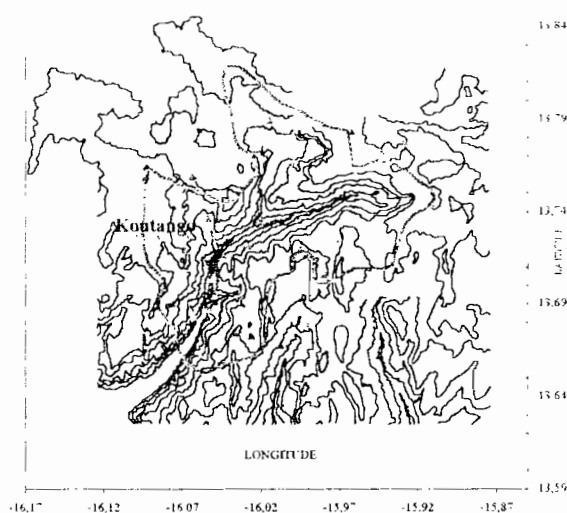


Figure 58 : Variation du niveau statique en zone de plateau dans le bassin de la Néma

1.1.1.17. Dans le bassin de Koutango

(q) Présentation de la zone

Le bassin de Koutango situé plus haut que celui de la Néma, sur le plateau continental terminal, a fait l'objet d'une étude effectuée dans le cadre d'un programme de recherche financé par l'USAID. Cette étude a été menée à travers un réseau de 38 puits villageois (fig. 59) dont le niveau statique est observé au cours de la saison pluvieuse 1997. Trois campagnes de mesures ont été effectuées (en septembre, novembre et décembre). Les résultats ainsi obtenus ont permis d'évaluer le comportement hydrodynamique de la nappe phréatique.



Légende

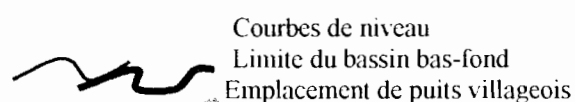


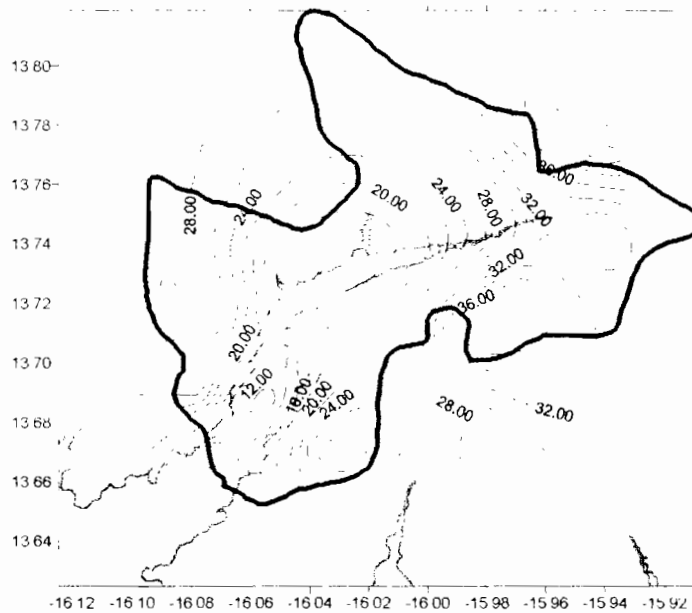
Figure 59 : répartition des points d'observation de la nappe phréatique

Ici, le suivi de la nappe, relativement court, n'a pas permis de développer dans le temps les fluctuations de niveau. Seules les cartes isobathes (fig. 60, 61 et 62) ont permis d'avoir une idée des battements saisonniers de cette nappe, qui à ce niveau se situe beaucoup plus en hauteur que celle de la Néma, sous le plateau continental terminal. Les variations de stocks (recharge et décharge saisonnières ont été estimées en comparant les cartes d'iso-profondeur entre les niveaux d'été et de crue des eaux de la nappe.

1.1.1.18. Relations nappe/cours d'eau

L'analyse hydro-statique de la nappe montre, à l'instar des bassins de Baila et de la Néma, une parfaite similitude de la forme de la nappe avec la topographie du bassin versant. Faibles en aval et dans l'axe de la vallée (où la nappe se trouve à moins de 15 m de la surface du sol), les profondeurs croissent régulièrement et deviennent très élevées sous la zone de plateau (où elle se trouve à plus de 30 m sous la ligne de crête topographique).

Les figures 60, 61 et 62 montrent la répartition spatiale de ces profondeurs et donnent une idée de l'évolution du plan d'eau souterrain au cours du temps.



Légende



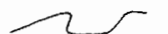
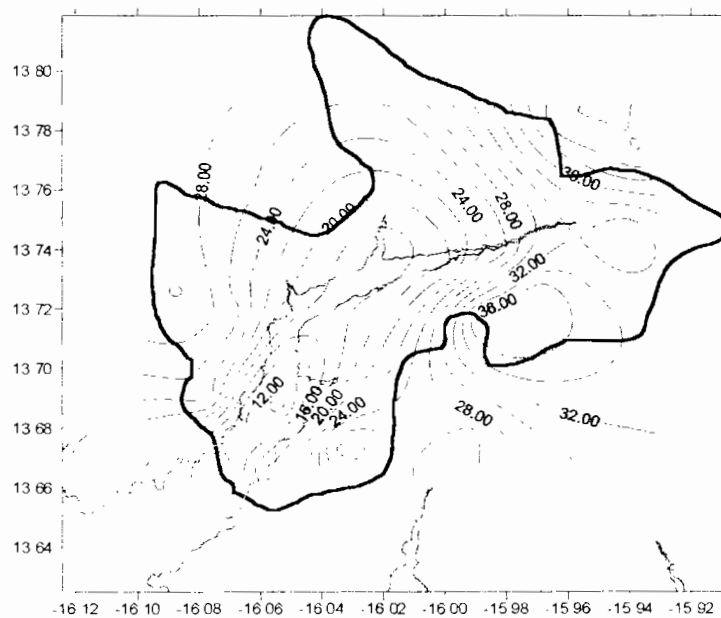
-  Limite du bassin versant
-  Limites de bas-fonds
-  Courbes isobathes de la nappe

Figure 60 : profondeur de la nappe phréatique en septembre 1997



Légende



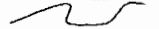
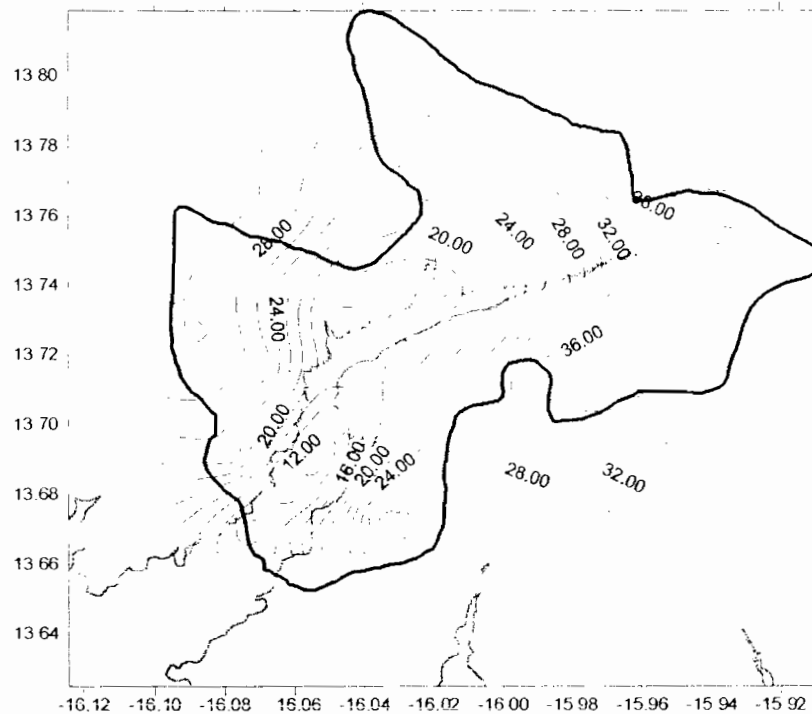
-  Limite du bassin versant
-  Limites de bas-fonds
-  Courbes isobathes de la nappe

Figure 61: profondeur de la nappe phréatique en novembre 1997



Légende




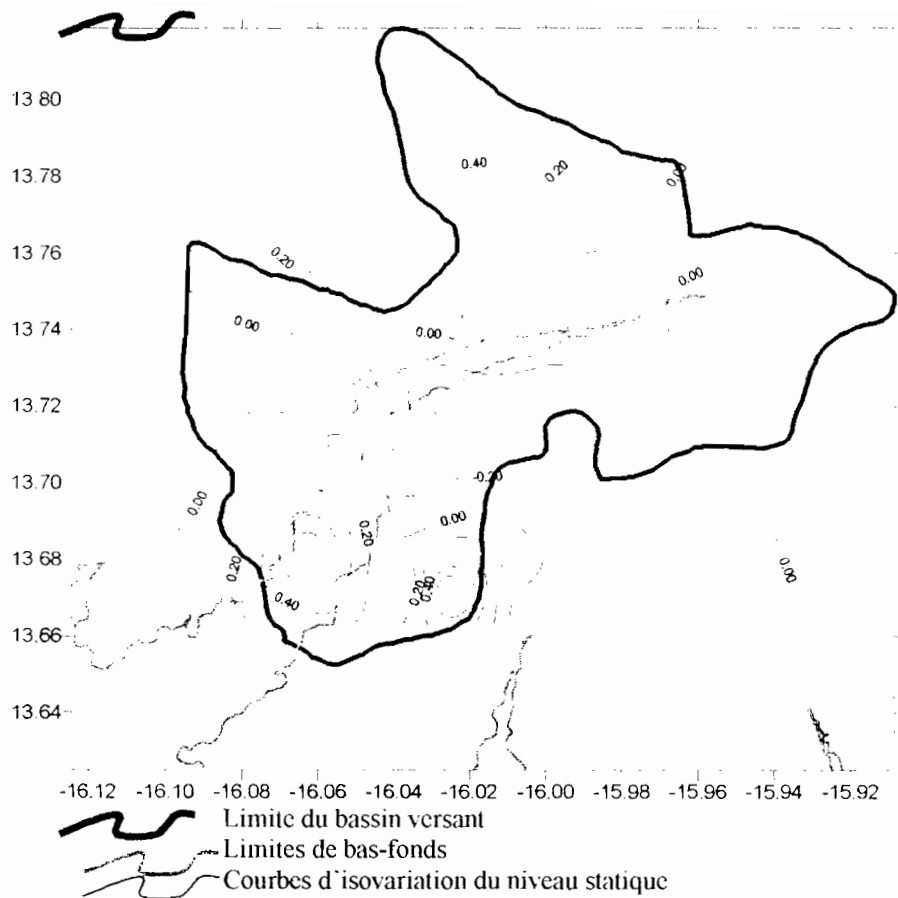
-  Limite du bassin versant
-  Limites de bas-fonds
-  Courbes isobathes de la nappe

Figure 62 : profondeur de la nappe phréatique en décembre 1997

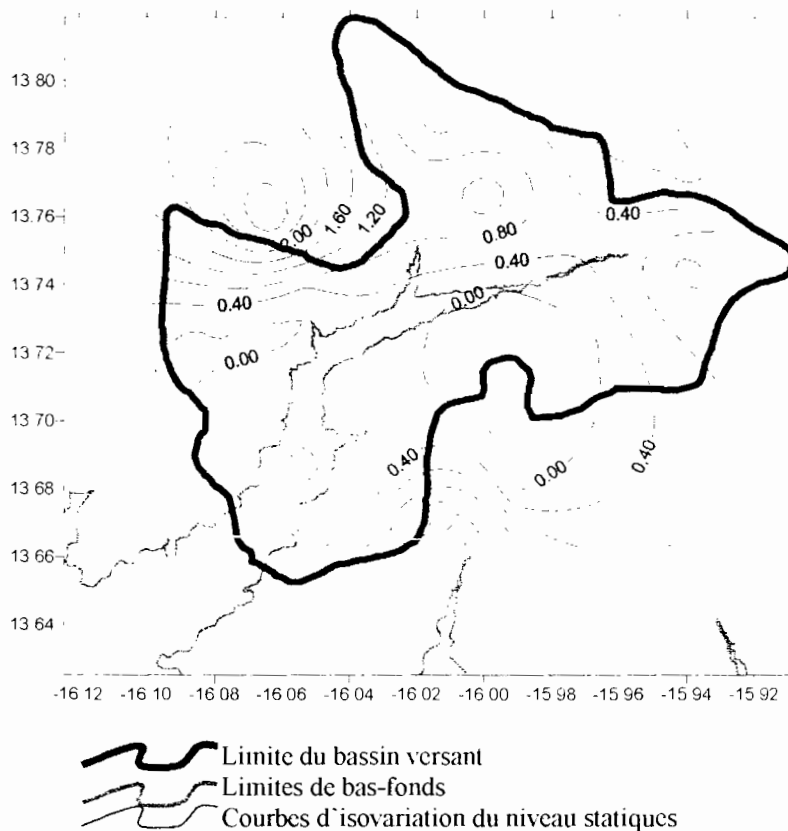
Ces cartes d'isovariation de la profondeur de nappe font apparaître une évolution du stock d'eau souterraine en étroite relation avec la morphologie du bassin. Dans les zones basses où la nappe est moins profonde, la recharge s'effectue au cours même de la saison pluvieuse (entre juillet/août et octobre/novembre), alors que dans les zones hautes (sous la ligne de crête topographique) elle est fortement différée, ne s'effectuant que plus tard au delà de la saison pluvieuse).

Au cours de la période observée (septembre/décembre 1997) la recharge du bas fond s'effectue entre les mois de septembre et de novembre induisant une élévation du niveau de la nappe (Fig. 63,64 et 65). Cette recharge peut atteindre 50 cm dans l'axe de la vallée avec des valeurs de pointe proche de 1 m. Compte tenu d'un emmagasinement de 21% attribué à la formation aquifère, cette recharge correspond à une lame d'eau d'environ 105 mm avec des valeurs de pointe de 210 mm. Elle représente environ 20% à 30 % de la pluie précipitée dans le bassin versant.



Légende

Figure 63: variation du niveau statique entre septembre et novembre 1997



Légende

Figure 64: Variation du niveau statique entre novembre et décembre 1997

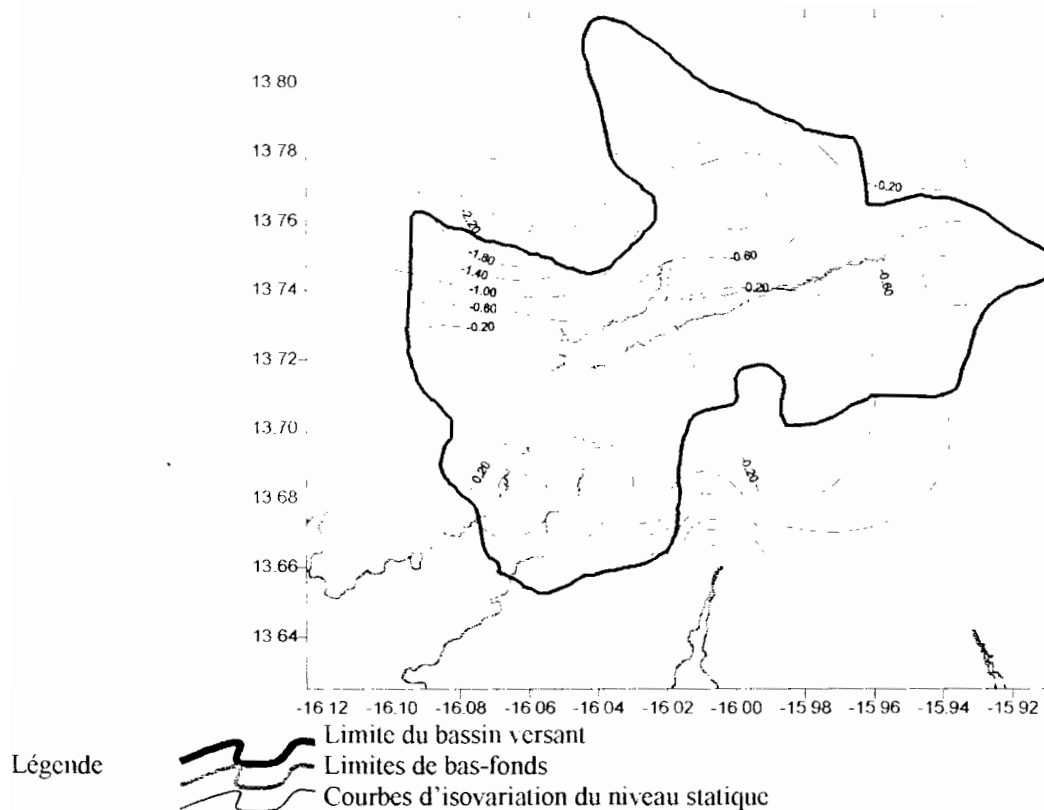


Figure 65 : Variation du niveau statique entre septembre et décembre 1997

La recharge saisonnière s'effectue dans une proportion importante du bassin versant, celle enveloppée par l'isobathe 20 m (soit environ 10% de la superficie totale du bassin versant). Au-delà de cette profondeur, les variations du niveau statique sont négatives, indiquant une poursuite de la décharge au cours de la saison pluvieuse.

Dans le bas-fond l'inversion du flux hydrique se fait dès la fin des précipitations. En décembre une importante décharge piézométrique affecte les zones de recharge potentielle. Cette décharge entraîne une baisse moyenne d'environ 1,5 m (soit une lame d'eau de 315 mm). On assiste à une entière reprise de la recharge pluviale et une décharge globale de 210 mm.

1.1.1.19. Dans la mare de Gagué Bocar

(r) Contexte de l'étude

L'évaluation des relations «eau de surface/eau souterraine» a également été effectuée dans un petit hydro-système très dynamique, la mare de Gagué Bocar. Ce travail a été effectué dans le cadre des actions d'appui au développement des communautés de base de la CARITAS (cellule de Kaolack) qui a sollicité notre expertise pour la caractérisation du fonctionnement hydrodynamique de cette unité hydraulique.

La mare "Gagué Bocar" est une petite unité hydrologique située en bordure d'un bras de mer du Sine, dans la localité de Gagué Bocar, près de Djilor, dans la région de Fatick. Il s'agit en réalité d'une ancienne carrière de latérite, qui draine et accumule de l'eau douce, de la nappe superficielle, en plein milieu de tanne (milieu sursalé). Elle se présente donc sous la forme d'un étang margino-littoral qui n'entretient aucune communication avec le biseau salé qui la

jouste sur toute la façade fluviale. Ainsi, remplie d'eau toute l'année, elle constitue, un îlot d'écosystème humide de type lacustre en milieu aride. La présence d'une flore d'eau douce atteste, à vue d'œil le caractère doux des eaux de ce lac.

Cette grande source, érigée dans un contexte de pénurie d'eau douce, joue donc un rôle de développement important pour les populations locales. Elle constitue, en effet, le seul point d'abreuvement du bétail de toutes les localités environnantes.

Craignant une éventuelle invasion de la mare par une intrusion du biseau salé, les populations ont, avec l'appui de Caritas demandé un diagnostic du fonctionnement hydrodynamique de la mare. Ce diagnostic avait donc pour but d'identifier les rapports de drainage entre la mare et le bras de mer, d'une part et, d'autre part, entre elle et la nappe phréatique. La connaissance de cette hydrodynamique devrait permettre de déterminer le mode d'intervention à entreprendre pour la protection de la mare contre l'invasion saline d'une part et d'autre part contre les processus d'ensablement.

C'est ainsi qu'une mission d'identification, d'une journée, avait été effectuée sur ce site, en juillet 2003, afin de procéder à un rapide diagnostic du fonctionnement hydrologique de cet hydrosystème.

Les résultats de ce diagnostic primaire ont permis d'établir l'existence des relations de drainage entre la mare et la nappe phréatique (sur la bordure continentale) et d'une pression hydrodynamique des eaux douces sur le biseau salé (sur la bordure fluviale du lac). Cette pression jouant un rôle de limite à flux imposé, maintient ainsi le biseau salé à une trentaine de mètres de la mare la protégeant ainsi contre toute pollution marine.

Une seconde intervention effectuée en janvier 2004 a permis de procéder à un diagnostic plus approfondi des rapports de drainage entre la nappe phréatique, la mare et le bras de mer en bordure duquel est creusée la mare. Les résultats de cette seconde investigation, en précisant la dynamique hydrologique du système, ont permis de décrire ce fonctionnement.

Ainsi ont été déterminés :

1. les caractéristiques de remplissage de la mare,
2. les interactions hydrodynamiques entre la nappe phréatique et la mare,
3. les rapports d'influence entre les eaux douces et les eaux salées, au travers de la mare,
4. le type d'aménagement approprié pour une pérennisation de l'équilibre hydrodynamique actuel ou son optimisation,
5. Les solutions d'une exploitation durable de la mare.

(s) Protocole expérimental du diagnostic hydrodynamique de la mare

Pour atteindre ces objectifs, des recherches hydrogéologiques, hydrologiques et topographiques ont été menées selon le protocole expérimental suivant :

1. Une cartographie de la mare effectuée au GPS et un nivellement détaillé de ses environs ont été effectués. Le levé topographique a été mené à partir de quatre lignes perpendiculaires au trait de côte du bras de mer, aux abords duquel la mare a été creusée.
2. Un bornage de chaque transect a été effectué par l'installation de tubes piézométriques tous les 100 m, depuis le trait de côte jusqu'au village de Gagué Bocar.

3. Des mesures du niveau de la nappe phréatique à partir des dits piézomètres,
4. Une bathymétrie du lac avec une sonde piézométrique et une embarcation en pirogue,
5. Un échantillonnage des eaux du fleuve, de la nappe phréatique et de la mare afin d'évaluer les variations spatiales de la salinité. Ceci afin de situer avec précision la position du biseau salé par rapport à la mare.

La figure 66 ci-dessus, qui donne la position géographique de la mare indique ce protocole expérimental.

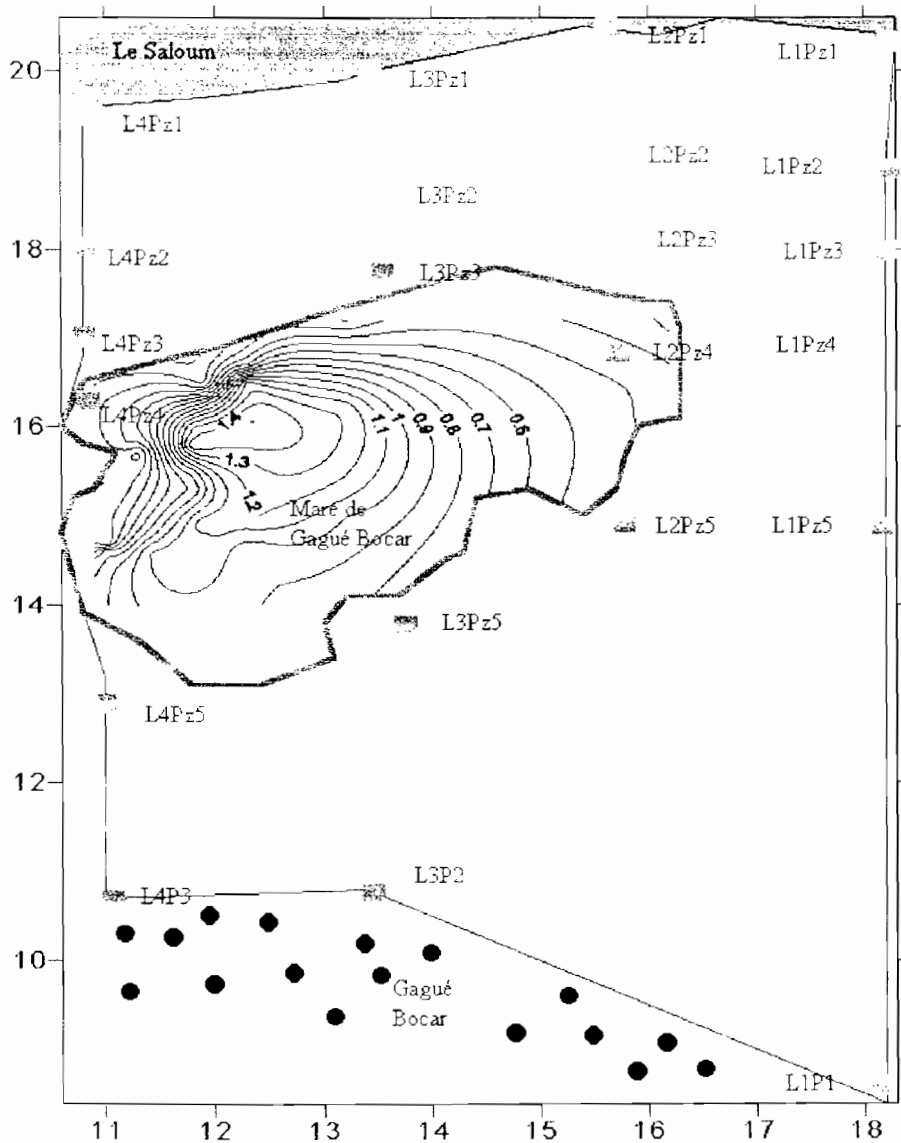


Figure 66 : carte de situation, bathymétrie et dispositif piézométrique expérimental autour de la mare de Gagué Bocar. L1Pz1 (Ligne 1, piézomètre 1)

Ceci a permis de dresser :

1. une carte topographique de la mare et de ses environs, (fig. 67)

2. une carte de la structure de la nappe phréatique indiquant les rapports de drainage nappe-mare-bras de mer (fig. 68).
3. le profil de la structure hydrodynamique du système nappe-mare-bras de mer ainsi que de la variation de la salinité des eaux de l'hydrosystème (fig. 69).

(i) *Caractéristiques physiques et hydrauliques de la mare*

Sur la base du positionnement GPS, du levé topographique et de la bathymétrie du lac, les caractéristiques physiques et hydrauliques de la mare ont été déterminées. Située entre 14°08'13.5'' et 14°08'17.8'' de latitude nord et entre 16°23'10,5'' et 16°23'16,5'' de longitude ouest, la mare est orientée selon un axe ouest-sud-ouest/est-nord-est. Légèrement allongé sur cet axe, elle équivaut à un rectangle d'environ 205 m de long sur 150 m de large avec, en conséquence, une superficie de 30750 m² (soit 3,075 ha) pour un périmètre de 710 m. D'une profondeur moyenne de 1,5 m (à son niveau actuel de remplissage maximal), elle dispose d'une capacité de stockage d'environ 46 000 m³ d'eau douce, disponible journalièrement, ce qui justifie sa pérennité.

(ii) *Caractéristiques hydrologiques*

Le levé topographique, effectué, a permis de dresser une carte topographique indiquant les axes d'écoulement et d'alimentation de la mare par les eaux pluviales au cours de la saison humide. On relève que la mare reçoit les apports d'eau pluviale sur sa bordure continentale grâce à deux ravins qui l'alimentent, l'une par l'ouest, l'autre par le sud-sud-est (comme l'indique le figures fig. 67 ci-dessous).

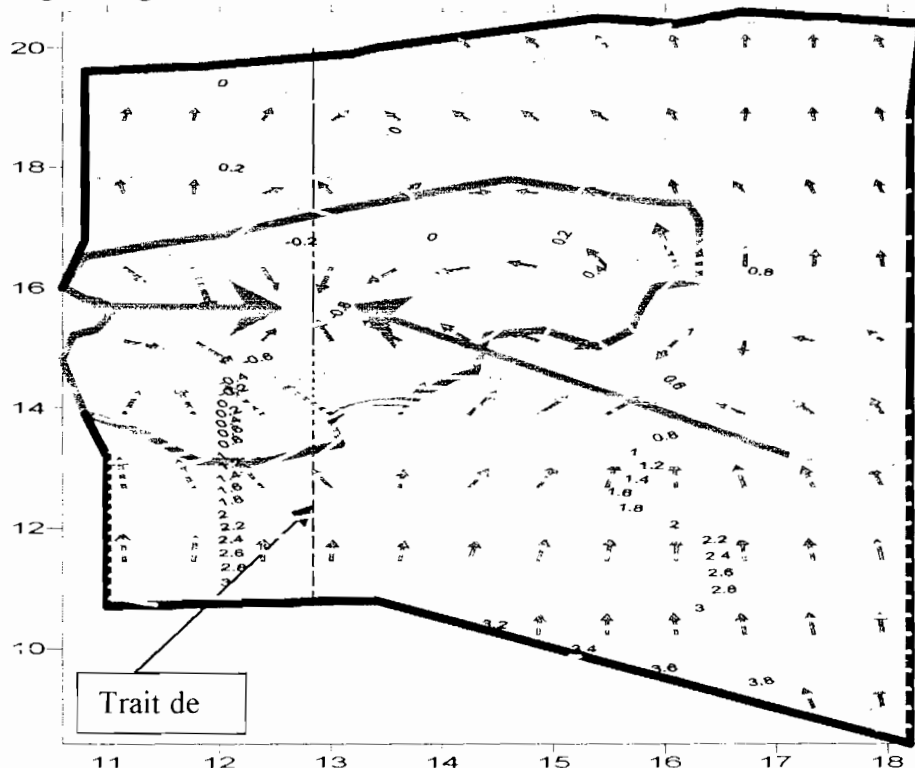


Figure 67 : topographie de la mare et de ses environs indiquant l'hydrodynamique de surface et souterraine

(v) Les rapports de drainage nappe/mare

Les observations du niveau de la nappe phréatique, effectuées dans l'environnement de la mare, grâce au dispositif piézométrique, mis en place lors de la mission, ont permis de dresser la carte de la structure piézométrique (fig. 68) de la localité.

Cette carte de la dynamique des écoulements souterrains a permis de comprendre le mécanisme d'alimentation en eau douce de la mare ainsi que son caractère pérenne.

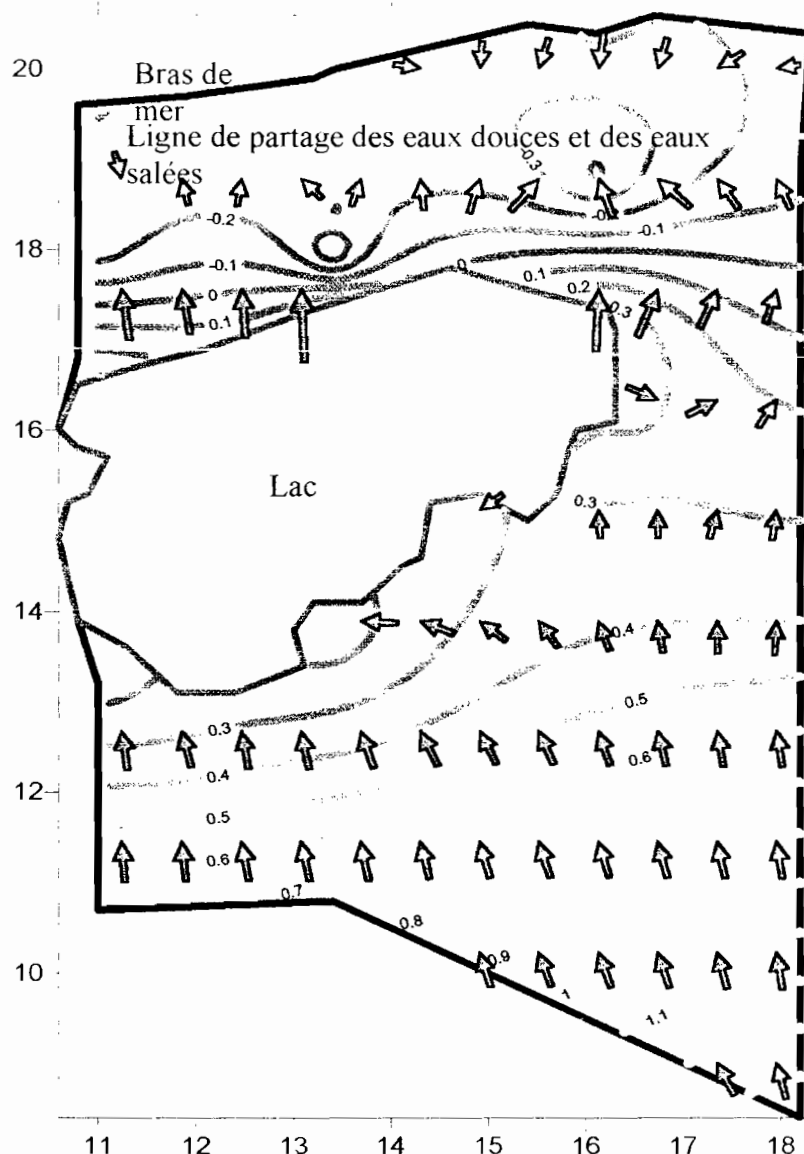


Figure 68 : structure des écoulements souterrains mettant en évidence la source de l'approvisionnement en eau douce de la mare ainsi que la protection hydrodynamique contre l'invasion saline

En effet la nappe phréatique est très haute dans la bordure continentale du lac, où son potentiel hydrostatique (à la latitude du village) se situe au-delà de 2 m par rapport au niveau du bras de mer pris localement comme référence des altitudes. Ainsi, son écoulement s'effectue du sud vers le nord (du continent vers le lac et le bras de mer). Elle se déverse ainsi dans le lac dont le fond se trouve à plus d'un mètre sous le niveau repère. La pente hydrodynamique de cet écoulement, à l'entrée de la mare, est très importante, voisine de $5 \text{ }^0/_{00}$.

(w) *Equilibre hydrodynamique mare bras de mer*

Ainsi structuré, il existe, en toute vraisemblance, un équilibre hydro-dynamique entre la nappe, qui s'écoule vers le bras de mer (en remplissant au passage la mare) et le biseau salé, issu du bras de mer, et qui est en perpétuel état dynamique. Ainsi le biseau salé demeure bloquer à une trentaine de mètre de la mare. La forme des équipotentielles et le sens des filets liquides, entre la mare et la ligne de rivage (cf. fig. 68), indiquent de manière claire, la position de la limite hydro-dynamique entre les eaux douces (de la nappe phréatique et de la mare) et les eaux salées (provenant du bras de mer).

Ces observations sont corroborées par la salinité des eaux (profil de conductivité) qui indique le point de concentration maximale des eaux à cet endroit (fig. 69).

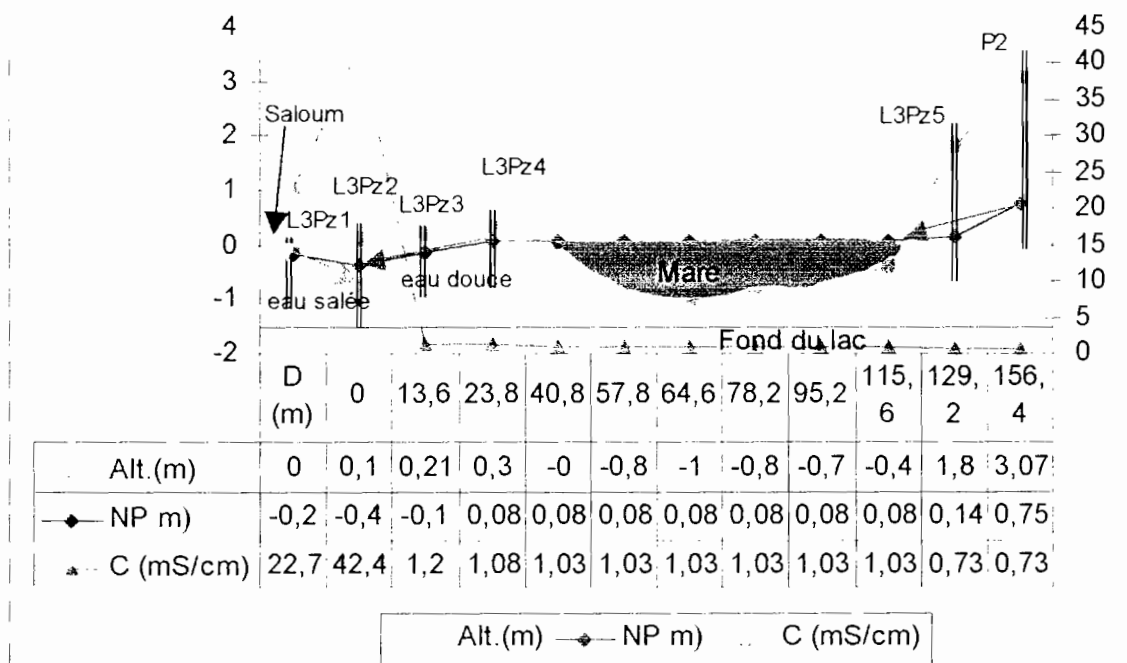


Figure 69: structure hydrodynamique de la mare de Gagué Bocar : une alimentation permanente en amont et une protection hydrodynamique en aval. Alt (m)= altitude en mètre par rapport au niveau du bras de mer ; NP (m) = niveau piézométrique en mètre ; C (mS/cm) = conductivité en milli-siemens par centimètre.

Conclusion partielle

En zone soudanienne, les nappes phréatiques, également contenues dans le réservoir du Continental Terminal, présentent les mêmes modes de transferts hydriques qu'en Basse Casamance. Les fluctuations de niveau demeurent typiquement saisonnières avec un équilibre relatif entre les fonctions de stockage et de déstockage, régies par la fonction du flux net.

IX.1.4. En zone sahélienne, dans la nappe du littoral nord

IX.1.4.1. Paramètres hydrodynamiques et transferts latéraux

La nappe des sables quaternaires est contenue dans les sables littoraux présents dans la partie Nord Occidentale à l'Ouest de la route Dakar-Saint Louis sur une superficie de 5000 km². Cette nappe, appelée communément nappe des sables quaternaires du littoral Nord, est une nappe libre qui présente des performances intéressantes avec des forages pouvant fournir jusqu'à plus de 100 m³/h avec moins de 10 m de rabattement (Dieng, 1987).

L'épaisseur de cette nappe suit les variations de la morphologie du substratum marneux d'âge éocène; elle est très variable et peut atteindre 50 m. Les coefficients d'emmagasinement sont de l'ordre de $1,0 \times 10^{-2}$ et les valeurs de perméabilité sont comprises entre $8,9 \times 10^{-4}$ et $2,8 \times 10^{-5}$ m/s (BRGM, 1992 ; OMS, 1974). Ces différentes valeurs mettent en évidence une hétérogénéité des paramètres qui est certainement à lier à la proportion d'éléments argileux contenus dans l'aquifère sableux et qui peut varier d'un endroit à un autre.

Cette nappe est limitée à l'ouest par le littoral, où le système aquifère est en contact avec le milieu océanique, à l'est par l'extension orientale des calcaires Eocènes qui suit approximativement une ligne Sagata-Diourbel, au sud par une ligne Méouane-Baba Garage. La limite nord est assez mal définie elle se situerait au nord d'une ligne Rao-Sakal.

Au plan morpho-dynamique la nappe est caractérisée par un bombement piézométrique allongé nord-sud et dont l'axe s'abaisse du nord vers le sud. Ce dôme permet un écoulement général de la nappe vers le nord-est d'une part et d'autre part perpendiculairement à cet axe principal d'écoulement vers l'Océan et vers les calcaires Eocènes. Un creux piézométrique est noté au sud-est et cela est probablement dû par l'existence de barrières plus ou moins étanches imposant de très fortes pertes de charges dans un aquifère aux caractéristiques très médiocres. Les côtes piézométriques les plus élevées se situent au sud alors qu'elles sont très proches du niveau de la mer voire nulles au nord.

La nappe est relativement protégée contre les intrusions marines au sud, alors qu'au nord, elle est exposée à la progression d'eau salée en provenance du delta du Fleuve.

IX.1.4.2. Fluctuation et flux verticaux

Cette nappe, bien que disposant d'un écoulement latéral important, présente des fluctuations saisonnières de grande amplitude indiquant une forte sensibilité climatique. Ceci est le fait d'une topographie, généralement très basse (marquée uniquement par des cordons dunaires fossiles), entraînant des profondeurs très basses du niveau statique.

I.1.1.1.20. La fonction de stockage

La fonction de stockage s'effectue à partir de l'infiltration d'une partie des précipitations, au cours de la saison pluvieuse. Cette phase de recharge est très faible et ne dure que peut de temps, contrairement à ce que l'on observe en climats plus humides (zone sub-guinéenne et soudanienne)

1.1.1.21. La fonction de déstockage

L'onde crue de recharge de la nappe revêt ici un caractère très dissymétrique avec une phase de décharge beaucoup plus importante que celle de recharge. Ainsi l'évolution temporelle de la piézométrie se caractérise par une baisse significative et continue, attribuable au déstockage des réserves sous-jacentes par évaporation (fig. 70).

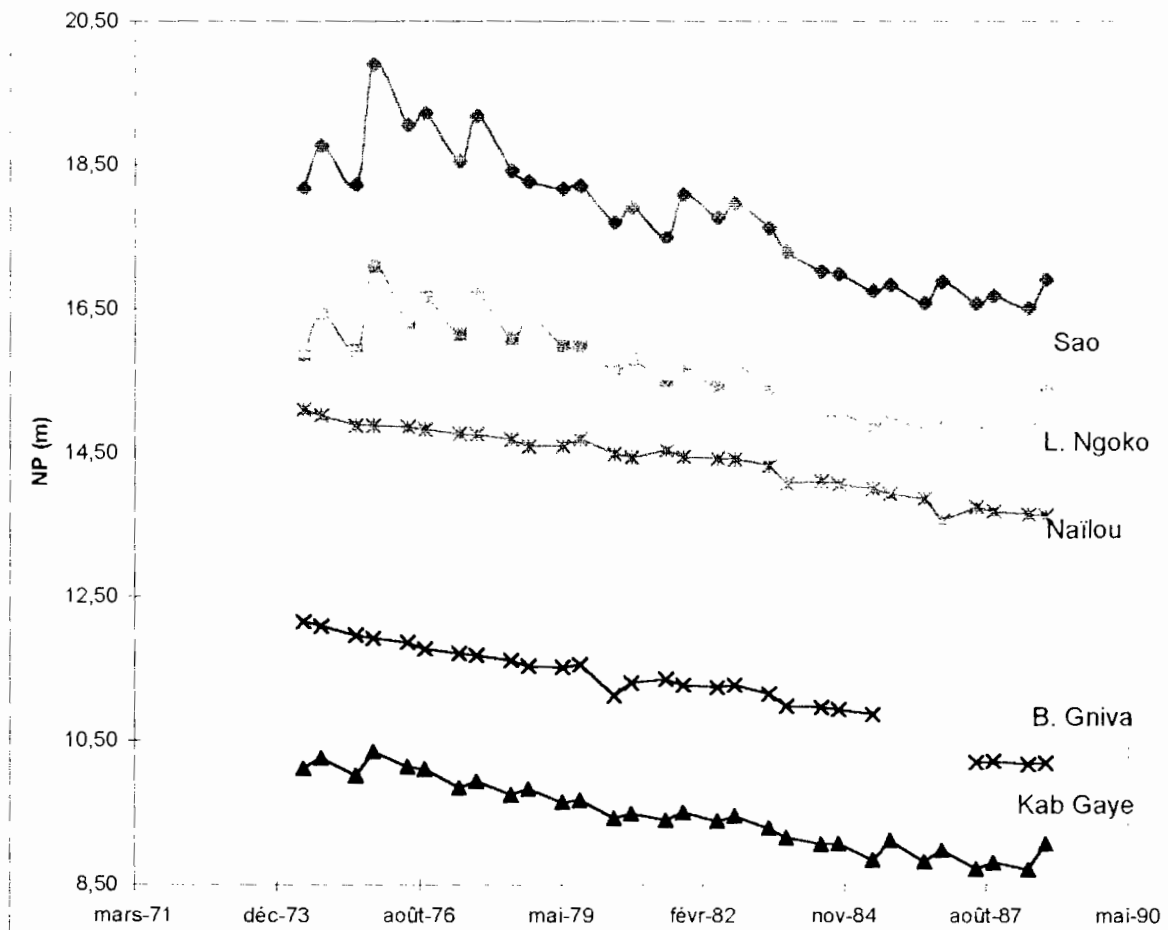


Figure 70 : Mise en évidence de la contrainte climatique des nappes en zone sahélienne (cas de la nappe du littoral nord)

Conclusion partielle

En zone sahélienne les fluctuations de nappes deviennent moindres et très dissymétriques du fait de la faiblesse des stockages et de la prépondérance du déstockage évapotranspiratoire. A l'échelle du cycle hydrologique le bilan des transferts de flux nappe-atmosphère est, de ce fait, largement déficitaire entraînant une reprise des réserves profondes.

Ainsi à l'échelle interannuelle les nappes se déchargent et montrent une tendance d'épuisement à long terme de forme quasi linéaire.

IX.2. Modèles des transferts de flux nappe atmosphère

Introduction

L'objectif, des recherches entreprises, étant la caractérisation de l'impact du climat sur les nappes phréatiques, nous avons procédé au suivi, dans le temps, des paramètres du bilan hydrologique à l'échelle de petits bassins versants. Cette échelle nous semble mieux indiquée pour l'évaluation de la composante climatique de l'évolution des nappes. Ainsi les principaux paramètres ayant permis la caractérisation de ce fonctionnement hydro-climatique des nappes du complexe terminal sont le niveau statique, la charge minérale des eaux (utilisée uniquement en basse Casamance pour la détermination de la succession dans le temps des périodes de recharge et de décharge, (Malou R. 1989)), la pluie et la demande évaporatoire. Ces paramètres ont été recherchés à travers des observatoires hydrologiques constitués par des piézomètres, des puits villageois et des stations hydrométriques et pluviométriques répartis dans les différentes zones de l'étude (notamment dans les bassins versant du Baïla et de la Néma.

IX.2.1. Facteurs des transferts de flux verticaux

L'évolution d'une nappe phréatique est déterminée par plusieurs facteurs dont les facteurs externes (climatiques et hydrologiques) qui déterminent ses transferts verticaux et internes (nature du réservoir) qui déterminent ses transferts latéraux vers d'autres exutoires. La quantification de ces différents transferts de flux n'est souvent pas chose aisée et c'est la raison pour laquelle nous avons, adopté une approche stochastique qui n'estime que les transferts verticaux entre la nappe et la surface du sol et dont le moteur est le climat. Le mode de ces transferts de flux a été recherché dans les trois grandes régions climatiques du pays que sont les climats sub-guinéen (Basse Casamance), le climat soudanien (Sine Saloum) et le climat sahélien (littoral nord). L'approche conceptuelle de ces évaluations des flux hydriques, entre le réservoir souterrain et l'atmosphère, se base sur le modèle du Flux Net développé en Basse Casamance (Malou R. 1992).

C'est ce modèle qui a servi, dans le cadre de ce travail, à l'identification de l'impact du climat sur les nappes phréatiques le long du gradient pluviométrique nord sud du pays.

Nous allons donc, avant de présenter les résultats de sa validation dans les différentes zones climatiques du pays, faire un rappel succinct du concept de base.

IX.2.2. Concept de base du Flux Net

L'impact du climat sur les premiers plans d'eau souterraine a été recherché à travers la définition des relations de causes à effets entre les fluctuations saisonnières des nappes ci-dessus analysées et les principaux paramètres climatiques (précipitation et évapotranspiration). La contrainte climatique se manifeste par les processus de recharge et de décharge, alternativement au cours des saisons pluvieuse et sèche comme le démontre les fluctuations des niveaux statiques.

Le concept de base de ces mouvements de nappe s'explique par la loi de Darcy qui postule qu'en théorie, la limite supérieure d'une nappe d'eau libre, en pratique, représentée par le plan d'eau libre dans un puits, matérialise le niveau de pression nulle, c'est à dire la pression

atmosphérique. Au-dessous de ce niveau (zéro), la pression est positive, égale au poids de la colonne d'eau correspondante tandis qu'au-dessus, elle est négative, égale à la force de succion ou de rétention nécessaire, dans les vides de la roche, pour maintenir l'eau au-dessus du niveau de pression nulle. Le profil d'humidité du sol, au-dessus d'une nappe d'eau libre, est déterminé par l'équilibre entre les forces de gravité et de rétention. Sa tendance vers les fortes ou les faibles teneurs en eau, détermine les fluctuations de la nappe.

Parmi les nombreux facteurs qui régissent cet équilibre hydrodynamique, nous avons mis en évidence, dans les formations superficielles du bassin sédimentaire sénégalais, la prépondérance des hauteurs de précipitations, le potentiel évapotranspiratoire et la profondeur de la nappe.

Ces processus de recharge et de Décharge ont été analysés et érigés en modèle de transferts hydriques fonctions des paramètres climatiques. Cette loi de fluctuation piézométrique est intitulée modèle du flux net (Malou R. 1992).

IX.2.3. Expression analytique du Flux Net

Dans le concept de ce modèle, 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 se traduisent par une fonction de stockage (S), pendant la saison pluvieuse, puis une fonction de déstockage (D), pendant la saison sèche, lesquelles subissent une décroissance exponentielle fonction de la profondeur (h) de la nappe:

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

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

La composée de ces deux fonctions détermine la fluctuation saisonnière de la nappe. Elle est dénommée [1] modèle du Flux Net (FN):

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

IX.2.4. La fonction de Stockage (S)

En zone climatique déficitaire, l'action de la pluie sur un sol asséché (pendant la longue saison sèche), consiste, tout d'abord, à la reconstitution de la réserve utile du sol. Théoriquement (fig. 71), chaque événement pluvieux génère un front de percolation, dont l'accès à la nappe d'eau souterraine dépend de l'humidité résiduelle de la zone non saturée. En toute logique, pour qu'une pluie soit efficace, c'est à dire recharge effectivement l'aquifère, il est essentiel que la hauteur du front de percolation généré, soit strictement supérieure à l'humidité requise pour reconstituer la réserve utile du sol, sur toute la tranche de sol non saturée.

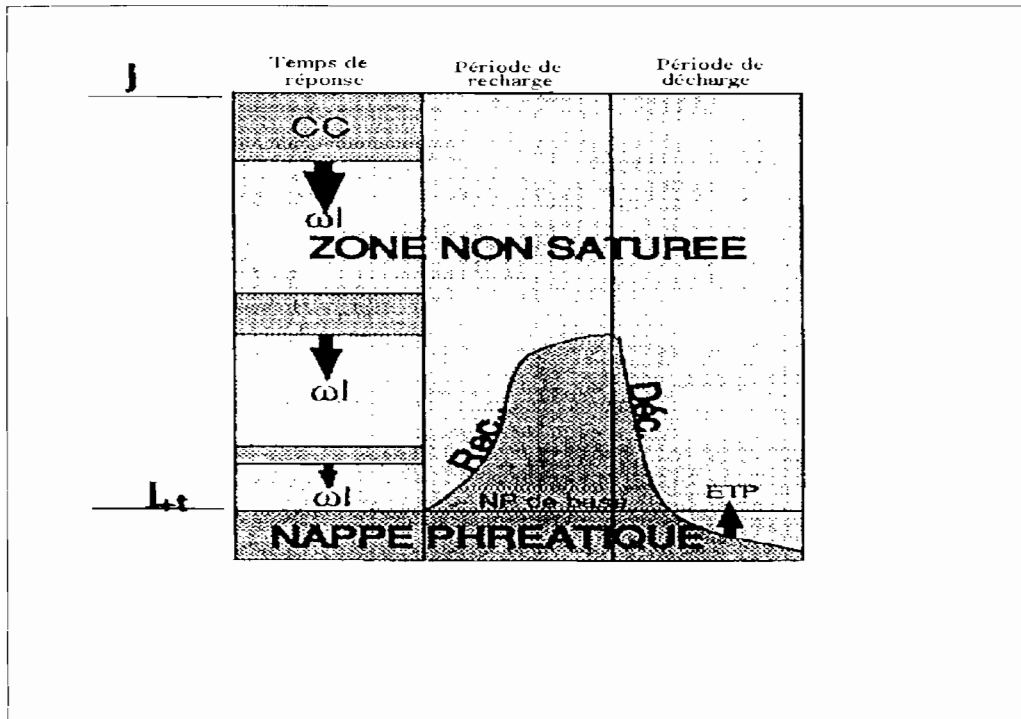


Figure 71: modèle conceptuel du Flux Net: CC = capacité au champ; Déc = décharge cumulée; ETR = évapotranspiration réelle; NP de base = niveau de base de la nappe d'eau souterraine; Rec = recharge cumulée; ωI = percolation.

Ainsi au cours de la saison pluvieuse, les premières pluies servent à la reconstitution de ces réserves, de sorte que les averses suivantes sont dotées d'une efficacité totale, tant qu'aucun assèchement de l'horizon sus-jacent, ne vient perturber le profil de saturation.

Cette fonction de stockage (S), particulièrement active au cours de la saison pluvieuse, se traduit (fig. 72) par une relation pluie/recharge, décroissant en fonction de l'exponentielle de la profondeur (h) de la nappe:

$$S = (\alpha \cdot P + \beta \cdot 10^{-\gamma \cdot P^2}) \cdot 10^{-\varepsilon \cdot h}$$

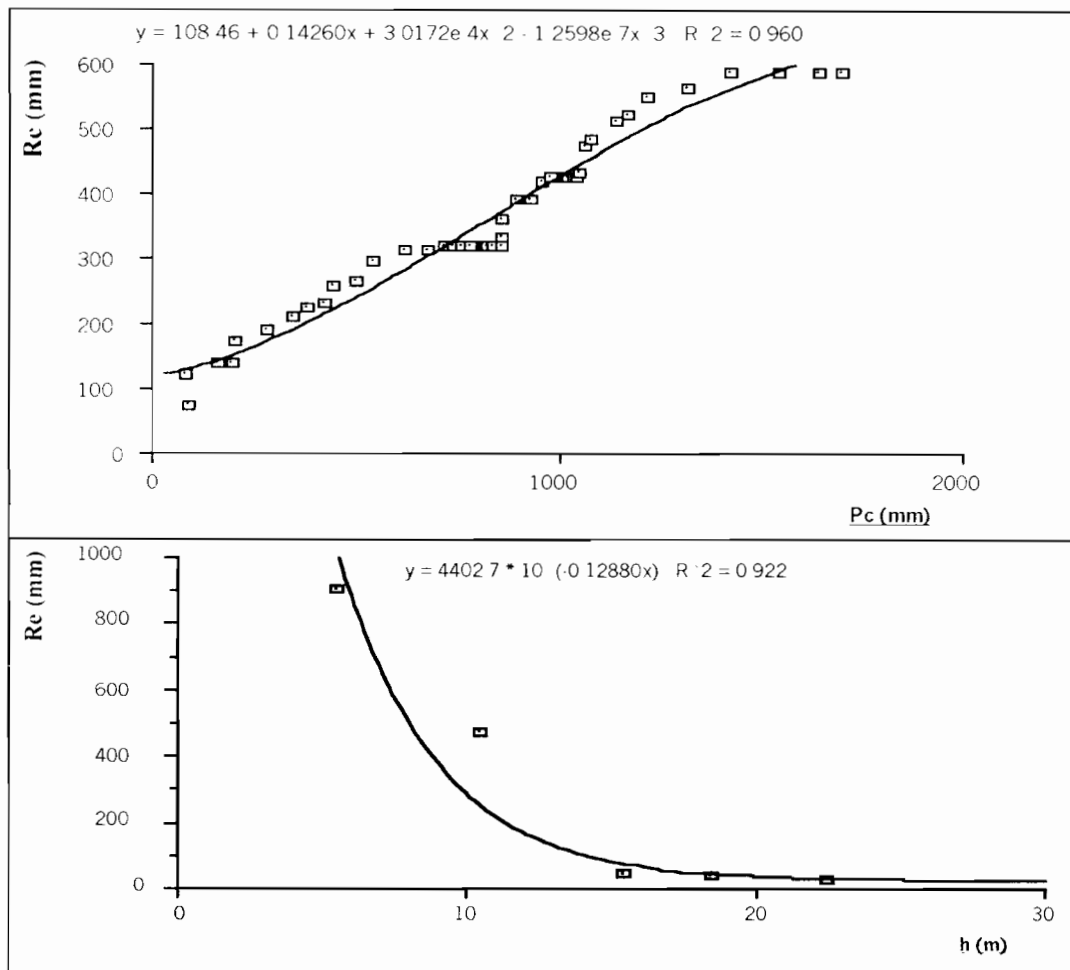


Figure 72 : a: relation pluie/recharge au cours de la saison pluvieuse (a) et décroissance exponentielle de la fonction de stockage (b)

IX.2.4.1. La fonction de Déstockage (D)

L'équilibre hydrodynamique entre l'atmosphère et la nappe libre est le fil conducteur de ce processus. En effet lorsque la pression partielle de vapeur d'eau, dans l'air, est supérieure à la tension de vapeur saturante, de l'eau du sol, à la même température, il se produit une rupture de l'équilibre hydrodynamique. La partie supérieure du sol, en contact avec l'atmosphère subit une dessiccation et le profil d'humidité du sol est décalé vers les faibles valeurs. Le gradient de concentration ainsi créé, entraîne un transfert hydrique per-ascensum qui, à long terme, atteint la surface libre de la nappe qui s'évapore.

Cette fonction de déstockage, particulièrement active, au cours de la saison sèche, se traduit (fig. 73) par une relation directe, évaporation piche/décharge de la nappe, décroissant en fonction de l'exponentielle de la profondeur (h) de la nappe:

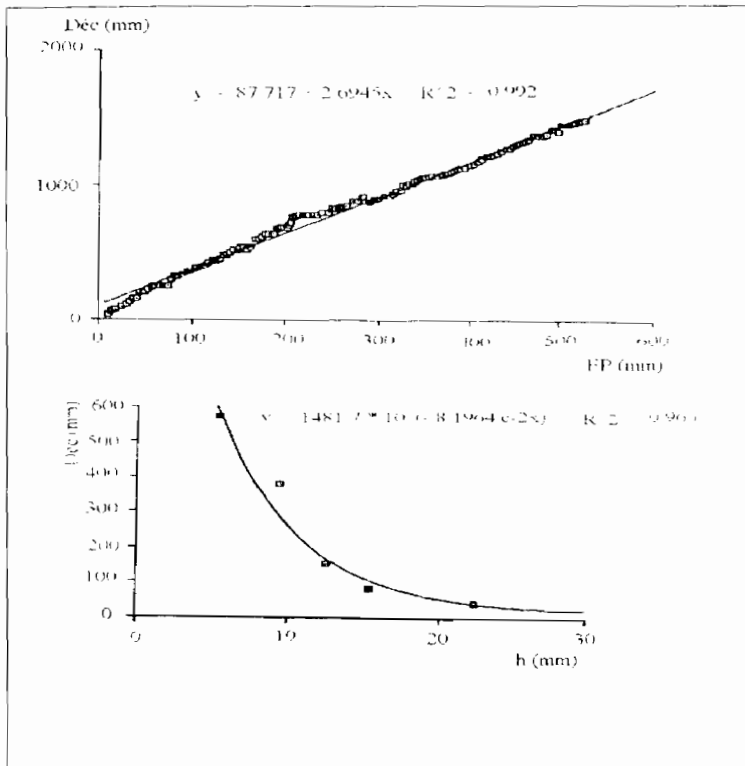


Figure 73: relation décharge/évaporation Piche au cours de la saison sèche (a) et décroissance exponentielle de la fonction de déstockage avec la profondeur de la nappe (b).

IX.2.4.2. La fonction globale

Les transferts hydriques, entre l'atmosphère et les réservoirs d'eau souterraine se font selon le schéma conceptuel de la figure 71 ci-dessus, représentant la fluctuation saisonnière d'une nappe libre théorique placée dans les conditions de contrainte climatique: au cours de la saison pluvieuse, chaque averse génère un front de percolation [1] qui atteint la nappe au bout d'un temps de transit (t en jours), fonction des facteurs conditionnels de l'infiltration [4] et de la profondeur de la nappe. A la fin de la saison des pluies, lorsque tous les fronts de percolation sont résorbés, le processus inverse de la reprise évapotranspiratoire est déclenché sous l'effet du dessèchement progressif des horizons sus-jacents, entraînant ainsi la chute du niveau piézométrique.

Ainsi l'évolution saisonnière du niveau piézométrique résulte de la composition des fonctions de stockage (S) et de déstockage (D), précédemment définies. Elle se traduit, par l'expression du FN:

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

où les constantes α , β , γ , δ , ϕ sont des paramètres de régression, fonction des caractéristiques conditionnelles de l'infiltration en zone sahélienne.

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 connus.

IX.2.5. Solution numérique du Flux Net

IX.2.5.1. En zone sub-guinéenne (dans le bassin de Baïla)

Le concept du Flux Net dérive d'une perception simplifiée des transferts hydriques à partir de la connaissance, en un site et à l'échelle journalière, de:

- la pluie,
- l'évaporation réelle Piche,
- niveau statique de la nappe.

I.1.1.1.22. Optimisation des paramètres d'ajustement

La solution de ce flux a été recherchée par optimisation des paramètres d'ajustements (α , β , γ , δ , ϕ), dans un site de référence, où un enregistrement limnigraphique du niveau statique a été effectué dans un puits villageois, le puits N°1 de Balandine (fig. 74).

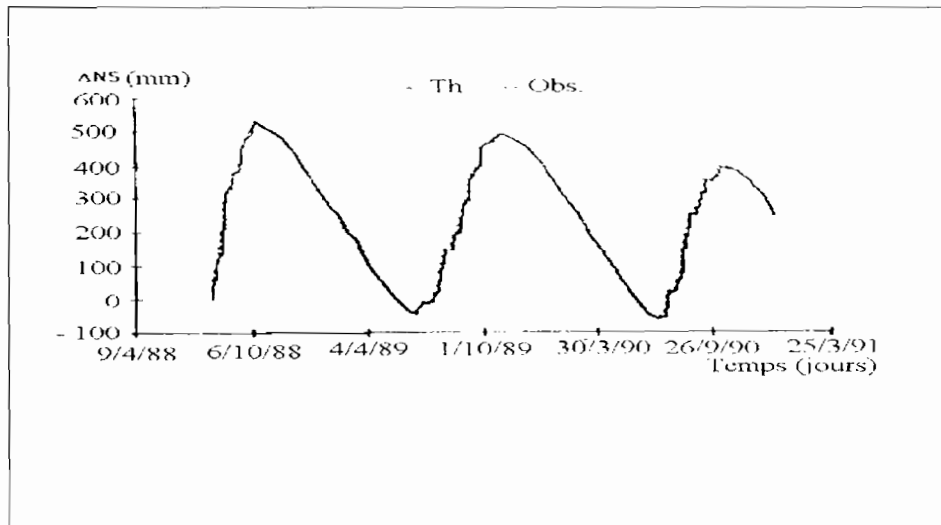


Figure 74 : optimisation des paramètres d'ajustement (pluie/recharge: évaporation/décharge) dans le site de Balandine

I.1.1.1.23. Expression numérique du flux net en zone sub-guinéenne

Cette optimisation des paramètres d'ajustement a permis de trouver l'expression ci-dessous qui caractérise la fonction de transfert de flux verticaux en zone sub-guinéenne.

$$\alpha = 0,55$$

$$\beta = 0,45$$

$$\gamma = 4$$

$$\delta = -0,78$$

$$\phi = 0,1$$

$$FN = (0,55 \cdot P + 0,45 \cdot 10^{-4 \cdot P^2} - 0,78 \cdot E) \cdot 10^{-0,1 \cdot h}$$

1.1.1.1.24. Validation du modèle

Le test de sensibilité du Flux Net a été effectué à différentes profondeurs, dans le bassin de Baïla, par une simulation des variations du niveau de la nappe le long d'une topo-séquence. Les résultats de cette simulation (Fig. 75) sont en parfait accord avec les observations effectuées dans les différentes zones géomorphologiques du bassin de Baïla. Certains écarts significatifs, entre valeurs théoriques et données réelles, constatés notamment, sous les plateaux, pourraient relever, de l'état de la nappe. Souvent, le niveau observé est plutôt dynamique, l'ouvrage d'observation étant en cours d'exploitation au moment même de la mesure.

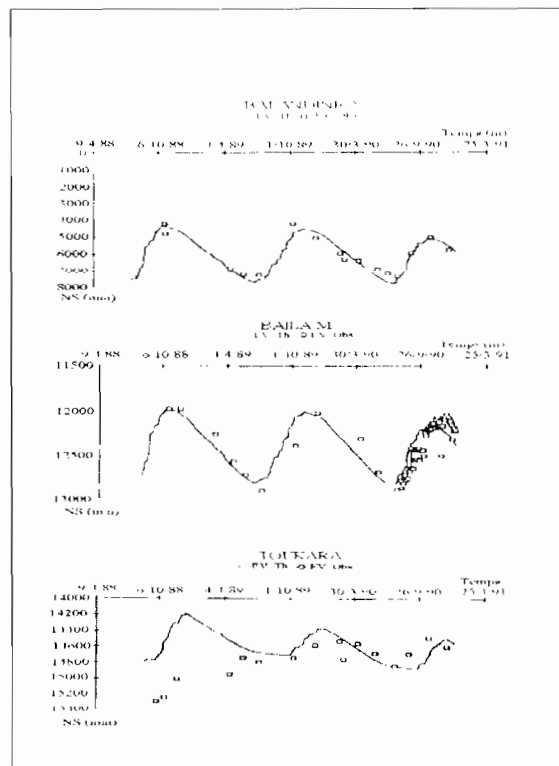


Figure 75 : validation du modèle du flux Net, dans le Bassin de Baïla, en Basse Casamance: (a) zone de terrasse: (b) zone de versant: (c) zone de plateau.

IX.2.5.2. En zone soudanienne (dans le bassin de la Néma)

Dans le bassin de la Néma, en zone soudanienne, la nappe phréatique présente, comme nous l'avons développé plus haut, le même caractère de fluctuations qu'en basse Casamance. La loi d'évolution des flux hydriques, c'est-à-dire sa fonction de flux net, a été donc établie de la même manière par la recherche des relations de cause à effet entre, d'une part, la recharge (cumulée dans le temps au cours de la saison pluvieuse) et les précipitations (également cumulées dans le temps au cours de la même période) et d'autre part, la décharge (cumulée au cours de la saison sèche) et l'évaporation Piche, également cumulées au cours de la même période).

I.1.1.1.25. Recherche des fonctions de stockage et de déstockage

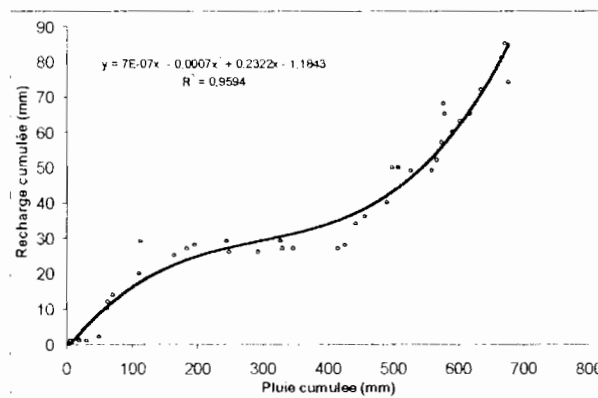
(x) La fonction de stockage

Etablie de la même manière qu'en Basse Casamance, la relation pluie cumulée / recharge cumulée est de type polynomial du troisième degré. Les courbes de cet ajustement, effectué en basse et haute terrasse (fig. 76 et 77), montrent une bonne distribution des points autour de la courbe de tendance avec un coefficient de détermination R^2 de 0,9.

Ainsi donc la recharge totale au cours de la saison pluviale s'exprime comme suit :

1. Sous la basse terrasse : $Rc = -1,18 + 0,23Pc - 0,0007Pc^2 + 7 e^{-7Pc^3}$

Figure 76 . Corrélation recharge cumulée / pluie cumulée dans le bassin de la Néma



2. Sous la haute terrasse : $Rc = 24,4 + 1,6Pc - 0,010Pc^2 + 2 e^{-5Pc^3}$

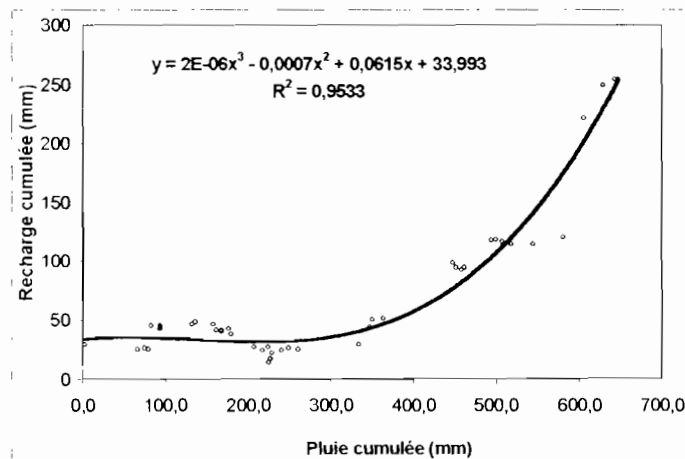


Figure 77: Corrélation recharge cumulée / pluie cumulée sous la haute terrasse

(y) *La fonction de déstockage*

L'ajustement entre la décharge de la nappe et le potentiel évaporatoire, en terme de valeurs cumulées, indique une relation linéaire qui se justifie par le caractère permanent de l'évaporation au cours de la saison sèche (Fig. 78 et 79). Signalons que l'évaporation Piche, qui, nous le prouvons (Malou R. 1992), représente mieux le processus évaporatoire dans nos latitudes et qui est plus disponible, a été utilisée pour ces opérations d'ajustements.

L'on note, au vu des courbes de corrélation, le caractère satisfaisant de l'ajustement à cette loi linéaire. Les essais qui ont été faits, dans le même site (en basse et haute terrasse), indiquent un coefficient de détermination supérieur à 0,9. Cependant, il existe, au niveau de chaque courbe une rupture de pente montrant deux tendances : la décharge journalière est plus importante dès la fin de la saison des pluies où le niveau statique est haut. Par la suite, au fur et à mesure que le niveau de la nappe baisse, la lame d'eau qui s'évapore diminue. Ceci intervient vers 4 à 5 m de profondeur du niveau statique. Cette rupture est en accord avec la diminution de l'intensité évaporatoire avec la profondeur de la nappe.

Les fonctions de déstockages obtenues revêtent les formes suivantes :

3. Sous la basse terrasse : $\text{Déc} = 0,55\text{EPc} + 9,45$

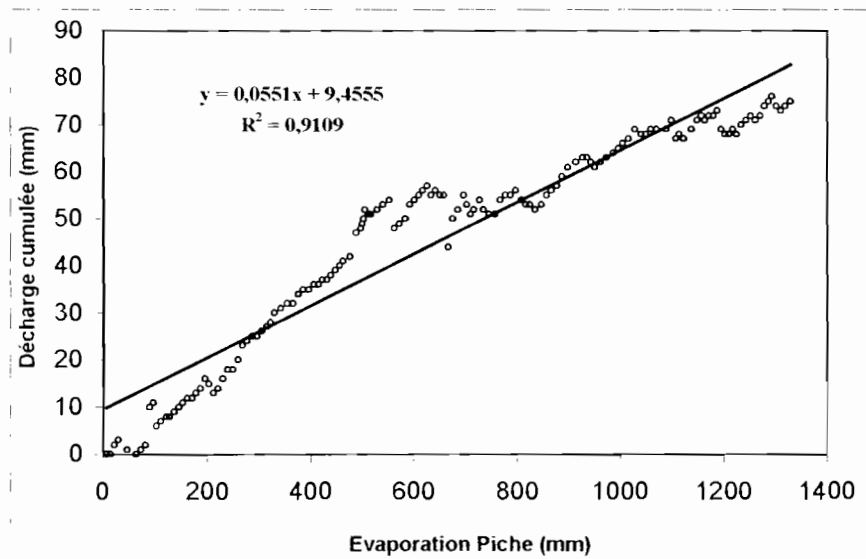


Figure 78: Corrélation décharge cumulée / évaporation Piche (piézomètre de Dielmo)

4. Sous la haute terrasse : $\text{Déc} = 0,016\text{EPc} + 8,22$

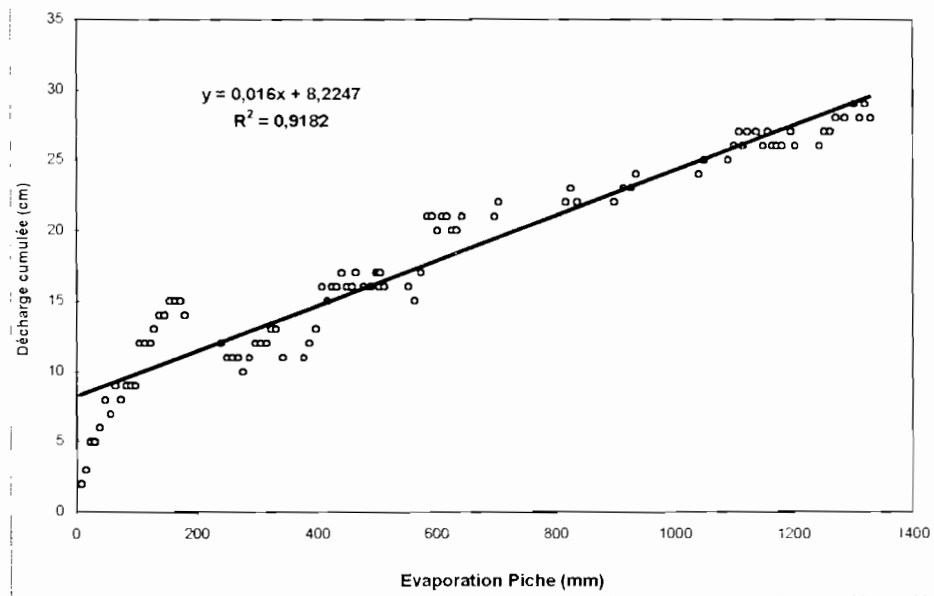


Figure 79: Corrélation décharge cumulée / évaporation Piche (puits 26)

I.1.1.1.26. Influence de la profondeur sur les fonctions de stockage et de déstockage

La profondeur du niveau de la nappe, qui correspond à l'épaisseur de la zone non saturée, varie en fonction de la morphologie du bassin versant. Cette profondeur se situe entre 18 et 25 m sous le plateau, 10 et 17 m sous les versants et 2 et 8 m sous la terrasse. et détermine, nous le prouvons plus haut, l'amplitude des fluctuations de la nappe. Ces fluctuations, qui indiquent l'influence du climat sur la ressource en eau souterraine, diminuent, de toute évidence, au fur et à mesure que la nappe est profonde.

La nature de cette influence, de la profondeur du niveau statique, sur les fonctions de transfert hydrique, a été déterminée par des corrélations entre elle et les fonctions de stockage et de déstockage ci-dessus identifiées. Elle se manifeste sous la forme d'une décroissance exponentielle. Cette décroissance exponentielle de l'influence des facteurs climatiques sur les plans d'eau souterrains a déjà été décrite dans d'autres zones de la bande sahélienne (ARANYOSSY J. F. 1991).

Ces influences de la nappe sur les transferts de flux se manifestent sous les formes suivantes (fig 80 et 81):

(z) Influence sur la fonction de stockage :

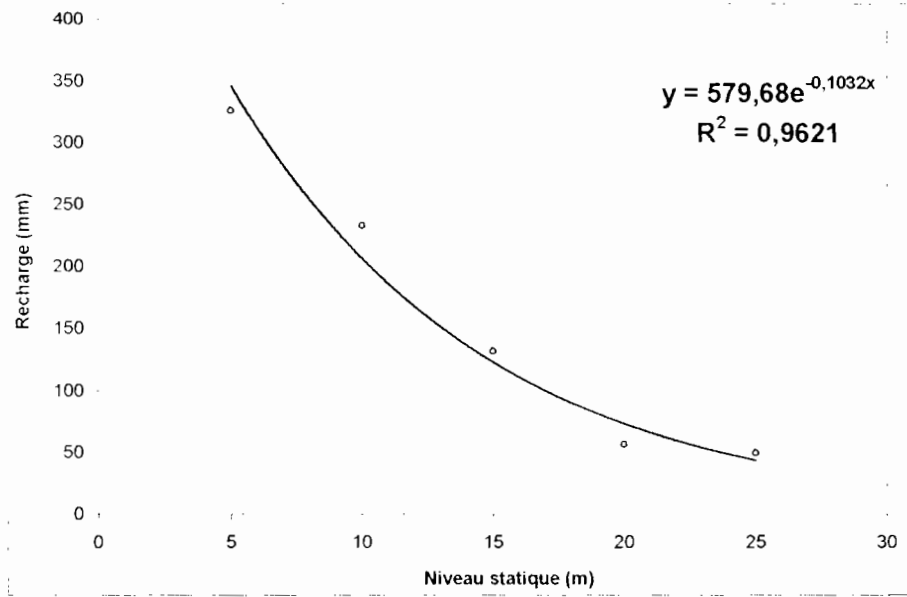
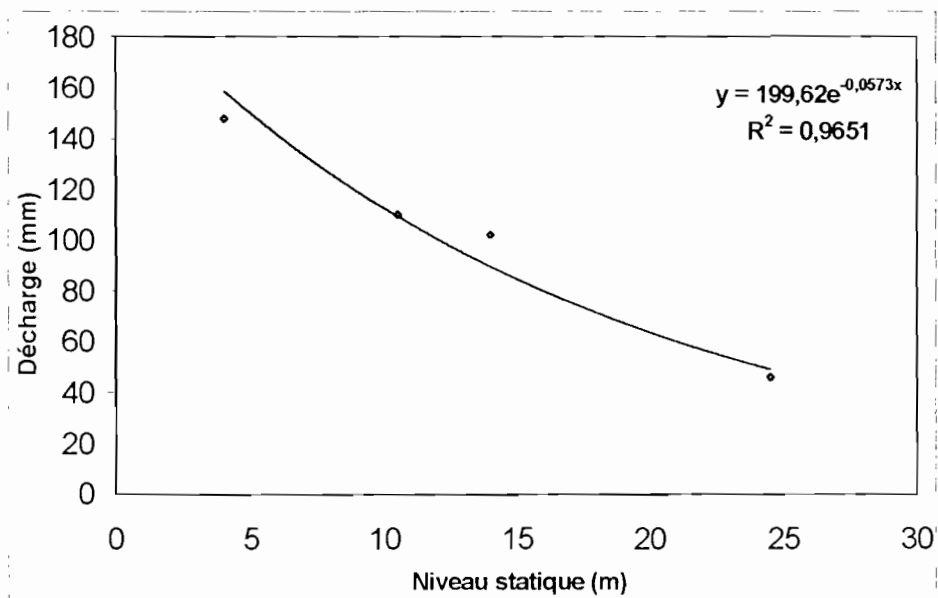


Figure 80 : Relation profondeur recharge de la nappe

$$Re = 5796 e^{-0,103 h}$$



(aa) influence sur la fonction de la fonction de déstockage :

Figure 81 : relation profondeur décharge de la nappe

$$Déc = 1931 e^{-0,0418 h}$$

1.1.1.1.27. Expression globale de la fonction de flux net en zone soudanienne

D'après ce qui précède, les transferts de flux verticaux, dans le bassin de la Néma, en zone soudanienne, s'expriment sous la forme du flux net, qui décrit une évolution saisonnière du stock hydrique: sous l'expression :

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

La recherche des coefficients de ces transferts de flux hydriques, à l'échelle du bassin versant aboutit à l'expression numérique suivante :

$$\alpha= 2, \quad \beta= 1$$
$$\gamma= -0.1, \quad \delta= -9$$
$$\phi= -0.103$$

$$FN= (2P_c + 1 e^{-0.1 P_c^2} + 9 E p_c) e^{-0.103 h}$$

1.1.1.1.28. Validation du modèle

Le puits 26, situé dans la basse terrasse, a été choisi comme site de référence pour l'optimisation de la fonction de flux. Le calage effectué à ce niveau montre une bonne restitution des données d'observation par le modèle comme le montre la figure 82 ci-dessous. Le parallélisme entre les courbes d'évolution observée du niveau statique et la restitution du modèle semble être conforme au fonctionnement hydrodynamique de cette nappe du Sine Gambie qui, à la différence de la zone sud, présente un écoulement latéral non négligeable. Le décalage entre les profils observé et restitué traduit cette fonction de transfert latéral non encore pris en compte par le modèle sous sa forme actuelle.

Les rapports de drainage nappe/cours d'eau dans le bassin de la Néma sont en effet permanent avec (Ngom F. D. 2000) un débit de résurgence de la nappe d'environ 12,5 litres par seconde pendant la saison sèche et 32,5 litres par seconde pendant la saison des pluies à la seule station de Néma Nding au centre du bassin. Ces débits ne tiennent pas compte des multiples sources de résurgence dans la partie aval du bassin.

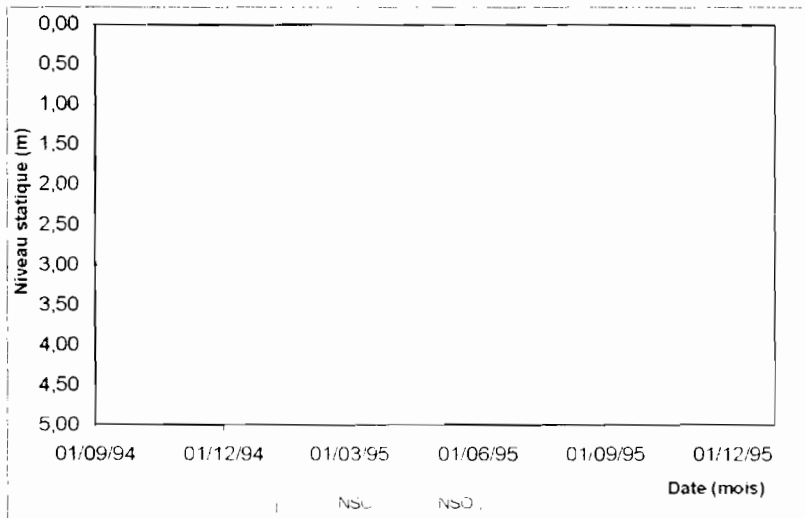


Figure 82 : Simulation de l'évolution du niveau statique de la nappe en zone de terrasse

La simulation de cette influence climatique de la nappe se perçoit mieux lorsque la nappe est plus profonde. On note (fig. 83) un décalage entre profil observé et simulé au fur et à mesure que l'on va vers le plateau.

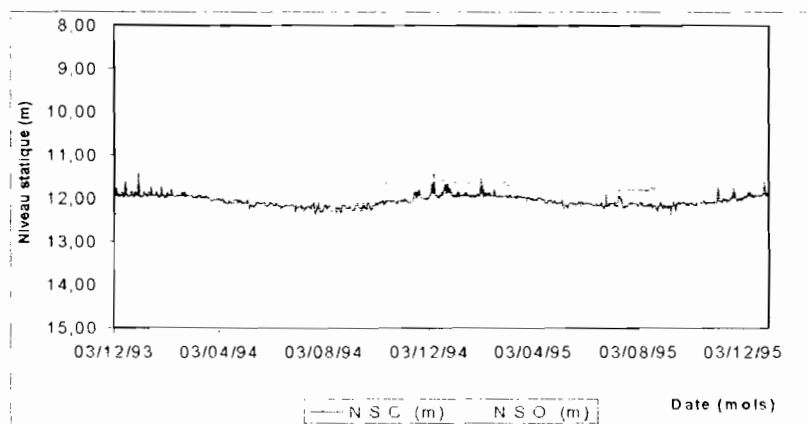


Figure 83 : Simulation de l'évolution du niveau statique de la nappe sous le versant
En zone de plateau, où le drainage latéral influe peu sur la morphologie de la nappe, les profils observé et simulé sont parfaitement similaires (fig. 84).

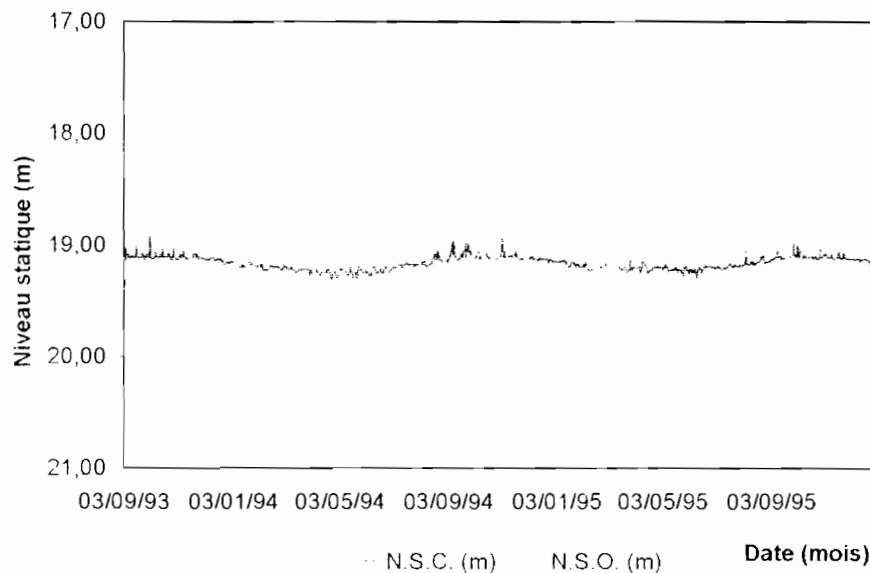


Figure 84 : Simulation de l'évolution du niveau statique de la nappe sous le plateau

Comparé à la zone guinéenne, l'impact climatique des nappes est relativement plus important sous le climat soudanien. La signature saisonnière est ici bien plus perceptible en profondeur, sous le plateau continental terminal et ceci se traduit par les paramètres d'ajustement stochastiques qui sont bien plus élevés dans cette zone climatique, en l'occurrence l'intensité de la fonction de déstockage (\square) qui est dix fois plus important en valeur absolue (-9 contre -0,78 en climat sub-guinéen). Cependant, à l'instar de la zone sud, le bilan hydrologique de la nappe est en équilibre, à l'échelle saisonnière, et les niveaux demeurent stationnaires à l'échelle annuelle. L'évolution à long terme des nappes garde le caractère cyclique précédemment décrit en climat sub-guinéen.

En climat soudanien, les nappes phréatiques, contenues dans les formations du Continental Terminal sont, à l'instar des nappes en climat guinéen, sous contrainte climatique. Cette contrainte climatique, qui se manifeste par une évolution saisonnière des niveaux statiques, peut être simulée par le modèle du flux net, décrit dans le bassin de la Néma en Sine Gambie (Ngom 2000).

Sous ces latitudes, où les conditions climatiques deviennent plus sévères (baisse des précipitations et forte évaporation), la contrainte climatique des nappes phréatiques devient plus importante qu'en zone sub-guinéenne. A ce niveau, les fonctions de stockage et de déstockage se manifestent plus profondément sous le plateau continental terminal, où la signature saisonnière, est franchement perceptible.

En vertu de cette évolution cyclique, parfaitement saisonnière, de ces premiers plans d'eau souterraine, le bilan hydrologique demeure stationnaire et les réserves profondes ne sont pas affectées par la péjoration du climat.

IX.2.5.3. En zone sahélienne (nappe du littoral Nord)

I.1.1.1.29. Nature des fonctions de transfert en zone sahélienne

La fonction de transfert hydrique a été recherchée, comme dans les deux régions climatiques précédentes, en déployant dans le temps les niveaux phréatiques de la nappe. Ceci fait apparaître deux niveaux de variation :

1. Des variations cycliques saisonnières, très dissymétriques
2. Un trend d'épuisement à long terme

(bb) La fonction de flux saisonnière

En zone sahélienne la fonction de flux saisonnière s'apparente à celle définie dans les autres régions climatiques du pays. Elle en diffère cependant par son caractère dissymétrique faisant ressortir la part prépondérante de la fonction de déstockage. Ainsi le niveau de base de la nappe décroît à l'échelle interannuelle, au-delà des pulsations saisonnières.

Ces pulsations saisonnières peuvent être décrites par la formule du flux net selon la formule consacrée ci-dessous :

$$\text{FN} = (\alpha P + \beta e^{-\gamma P} + \delta E) e^{-\phi h} \quad (3)$$

FN est la variation nette du stock hydrique de la nappe (positif lorsque la recharge est supérieure à la décharge et négatif dans le cas contraire) ; P la pluie d'un jour $\int_{-\infty}^{\infty} j_{-t}$ (avec t le temps de transfert hydrique) ; E l'évaporation potentielle ; h la profondeur de la nappe (épaisseur de la zone non saturée) ; $\alpha, \beta, \gamma, \delta, \phi$ sont des coefficients d'ajustement en un site.

(cc) La fonction d'évolution à long terme

Le caractère dissymétrique des fluctuations saisonnières se manifeste par une baisse continue du niveau de la nappe. Il se définit ainsi un trend d'évolution à long terme qui traduit l'importance du déséquilibre entre les apports en terme de recharge et les pertes évapotranspiratoires (Fig. 85) ; ce trend 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.

Il est à remarquer que c'est la première fois que ce trend d'épuisement de la réserve d'eau souterraine s'affirme de manière aussi franche. Il traduit sans conteste la forte contrainte climatique qui s'affirme sous ce climat.

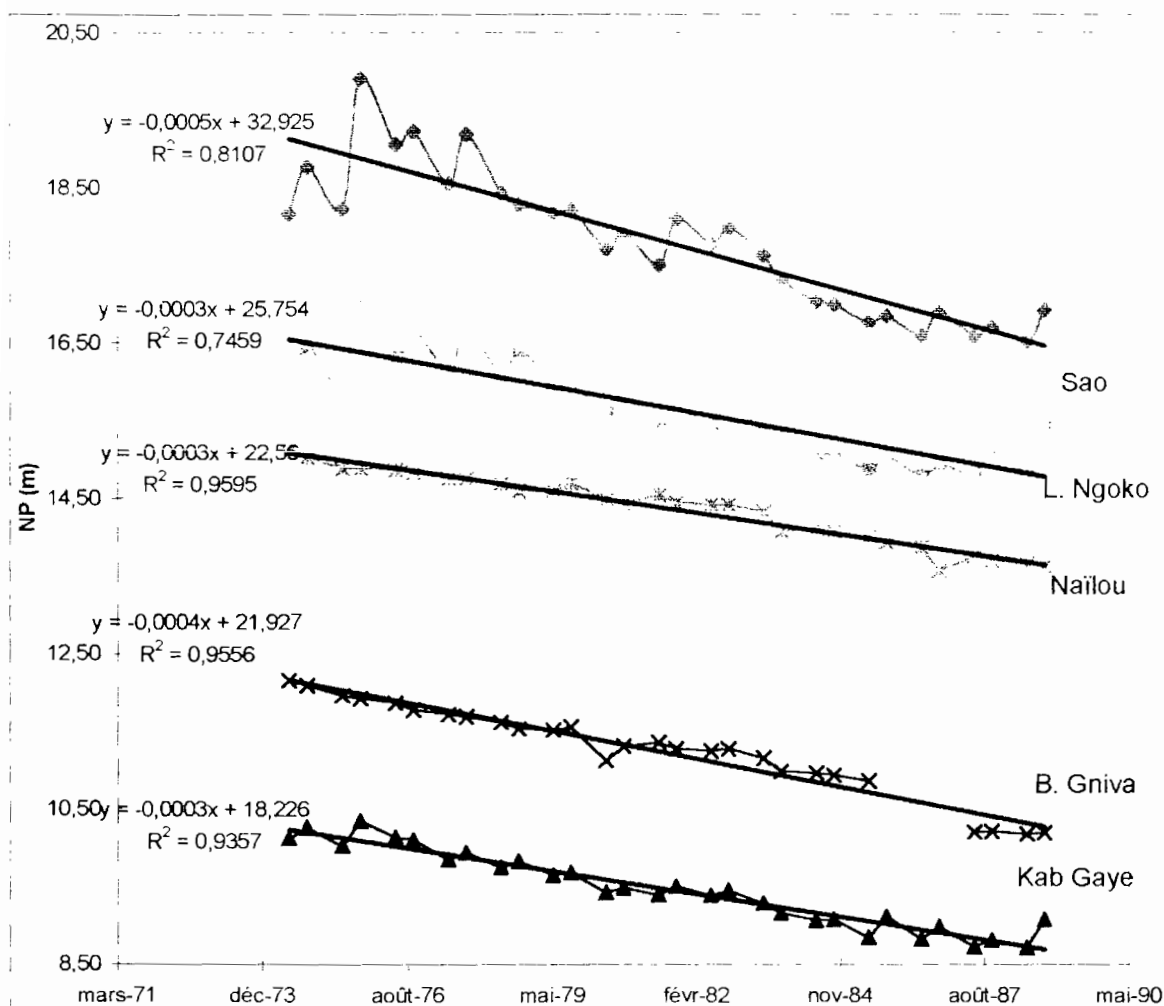


Figure 85 : situation de base des nappes phréatiques dans le littoral Nord sénégalais

I.1.1.1.30. Simulation de l'évolution à long terme de la ressource en eau souterraine en zone sahélienne

En zone sahélienne, la ressource en eau souterraine admettant une loi d'évolution à long terme, peut donc être simulé sur la base d'un certain nombre de scénarios d'évolution future du climat. Ces simulations ont été effectuées (Malou, 2002), conformément aux principes et méthodes d'évaluation de la vulnérabilité climatique des ressources naturelles, édictés par le GIEC).

Ces simulations ont été effectuées (fig. 86) en prenant comme base de référence l'évolution de la situation de base pluviométrique, précédemment décrite en trois phases. Ainsi trois

scénarios de base ont ainsi été envisagés pour explorer le devenir des nappes phréatiques à l'horizon 2100, horizon présumé du changement climatique à l'échelle globale.

- 1- Le premier scénario est un scénario moyen simulant la persistance de la situation climatique actuelle (situation de base actuelle, SBA, correspondant à la phase 2 de la situation de base climatique, cf. fig. 1)
- 2- Le deuxième scénario envisage une aggravation de cette situation (scénario pessimiste, SCP). Il simule une sensibilité climatique haute (doublement du déficit pluviométrique actuel),
- 3- Le troisième est un scénario optimiste (SCO) simulant une sensibilité climatique basse (retour aux conditions pluviométriques d'avant les années 1970 et correspondant à la phase 3 de la situation de base pluviométrique cf. Fig. 27).

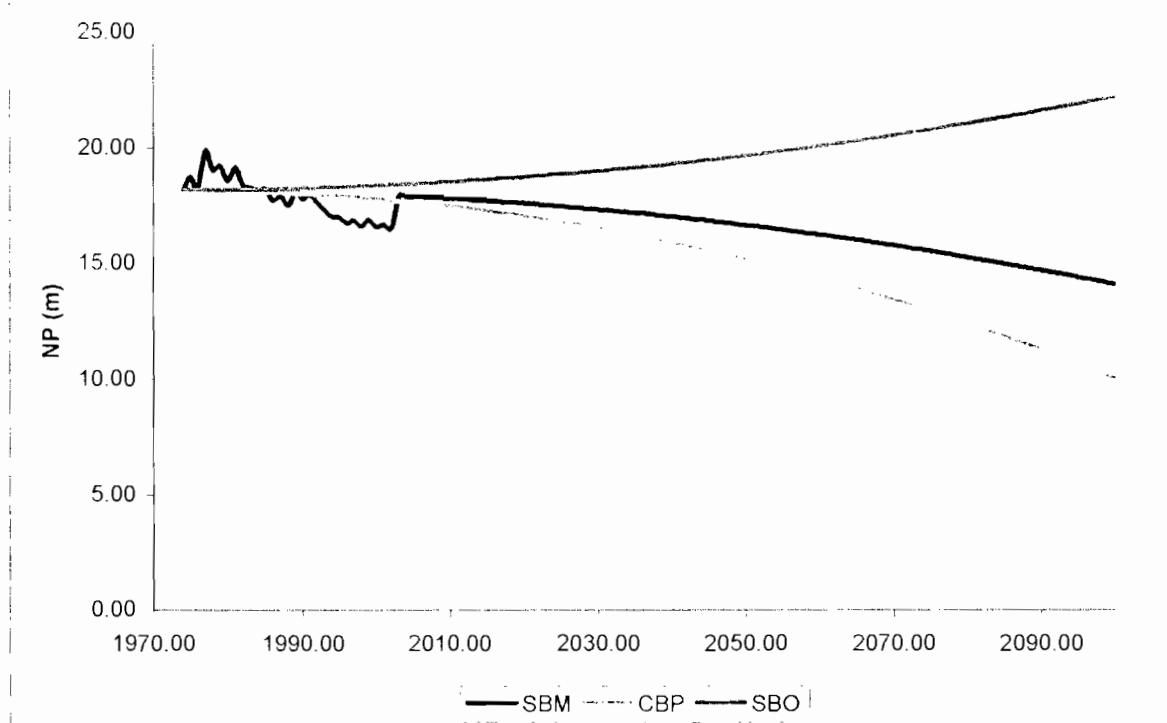


Figure 86 : projection du niveau des nappes phréatiques (en mètre) à l'horizon 2100. SBM : Scénario de Base moyen, (poursuite du déficit pluviométrique actuel SCP), SBP Scénario de Base Pessimiste (doublement du déficit pluviométrique actuel) : SBO : Scénario de base Optimiste (retour aux conditions climatiques d'avant les années 1970).

Ces projections indiquent, qu'à l'horizon 2100, où les probables changements climatiques sont présumés être perceptibles d'après le GIEC, une baisse considérable des niveaux phréatiques allant de 5m (pour une sensibilité moyenne du climat, scénario de base) à 10 m pour une sensibilité haute, scénario pessimiste de doublement du déficit pluviométrique actuel). Dans l'éventualité d'un retour à une pluviométrie normale, comme le semble indiquer l'ébauche d'une phase 3 dans l'évolution de base de la pluviométrie (cf. fig. 27), l'espoir serait réel de voir une restauration rapide des niveaux phréatiques dans le contexte hydrogéologique du Sénégal.

Conclusion partielle

Dans le littoral nord la nappe phréatique, contenue dans les sables quaternaire sont sous une forte contrainte climatique.

Dans cette zone où le climat est quasi aride, avec une pluviométrie inférieure à 400 mm et où la saison pluvieuse dure à peine trois mois (de juillet à septembre), le bilan hydrologique des nappes est largement déficitaire. La fonction de déstockage devient très importante et définit, par delà la signature saisonnière, un trend d'épuisement à long terme des réserves profondes. De plus la vulnérabilité de la ressource est exacerbée par la nature, très perméable du réservoir, et l'aridité du climat. L'intensité de ce processus est de nature à provoquer une forte dépression de la nappe dans les prochaines décennies et provoquer la mise en place de nappes en creux comme c'est déjà le cas dans le Ferlo septentrional (Dieng, Albergel, Diène).

Conclusion générale

Les ressources en eau souterraine, notamment celles du complexe supérieur, en rapport avec l'atmosphère, sont fortement influencées par la variable climatique. L'évaluation de leur évolution spatio-temporelle, le long du gradient pluviométrique du pays, relève une forte contrainte climatique.

Cette contrainte se manifeste par des fluctuations saisonnières, de grandes amplitudes au sud du pays, où le climat est plus humide. Ces amplitudes s'estompent cependant et prennent l'allure d'un trend séculaire d'épuisement de la ressource, à mesure que le climat devient plus sec, vers le nord.

Dans le contexte climatique actuel, le bilan hydrologique des nappes d'eau souterraine (du complexe terminal) revêt deux caractères essentiels le long du gradient pluviométrique nord-sud :

1. Un renouvellement des réserves, à l'échelle annuelle, en zones soudano-guinéenne et soudanienne, où les fonctions de stockage et de déstockage, traduites par le flux net, s'équilibrent en terme de transfert hydrique nappe/atmosphère. Sous ces climats l'onde de fluctuation saisonnière se caractérise par une symétrie bilatérale qui indique cet équilibre entre la recharge pluviale et les ponctions évapotranspiratoires qui s'effectuent au cours de la saison sèche.
2. Une vidange des stockages souterrains en zone sahélienne où l'onde de fluctuation saisonnière devient très dissymétrique du fait de l'importance de l'évaporation et de la faiblesse des précipitations.

Le concept de contrainte climatique des nappes phréatiques, qui illustre le processus de "sahélisation" (Albergel J. 1978; Albergel J., Carbonel J. P., Grosis M. 1985; Albergel J., Valentin L. 1989) est ainsi mis en évidence à l'échelle du bassin sédimentaire sénégalais qui s'étend du climat sub-guinéen (en basse Casamance) au climat sahélien (au nord du pays). La recherche de son expression le long de ce gradient climatique a montré une intensification de l'évaporation des nappes dans le sens sud-nord, conformément au gradient de péjoration du climat.

Ainsi, en zone sub-guinéenne et soudanienne, l'évolution, à long terme des nappes phréatiques, peut être simulée par la seule formule du flux net. Sous ces climats le bilan hydrologique des nappes est en équilibre, dans les conditions actuelles. Les nappes ne se rechargent ni se déchargent à l'échelle inter-annuelle. Les fluctuations demeurent strictement saisonnières et conduisent à une conservation des réserves profondes.

En zone sahélienne, la phase de déstockage 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 simulations, effectuées sur la base du Flux Net, montrent que, si ce processus se poursuit, la baisse sera importante (comprise entre 5 et 10 m) à l'horizon 2100 où il est prévu le changement climatique.

Une autre caractéristique majeure, du bilan hydrologique des nappes, est l'absence du renouvellement des stocks souterrains. Les stockages saisonniers font l'objet d'une reprise quasi intégrale au cours de la saison sèche. Ce processus est à l'origine de l'assèchement des vallées continentales, phénomène perceptible même dans les zones dites humides (en climats soudano-guinéen et soudanien). Ainsi les disponibilités en eau dans le réseau hydrographique se limitent à la saison pluvieuse, où s'effectue le drainage superficiel.

Les bases d'une orientation future

La réflexion, sur les modes de transferts hydriques des nappes phréatiques et la recherche d'un modèle de leur gestion efficiente, est un sujet loin d'être épuisé. Cette thèse n'est qu'une contribution à un débat, qui s'annonce plus profond.

Le modèle du flux net, qui traduit l'influence du climat sur la ressource en eau souterraine comporte des caractéristiques dont la nature physique reste à déterminer. En effet les coefficients de l'ajustement stochastique de cet impact climatique sont, à l'évidence des caractéristiques liées au régime pluviométrique mais qui sont déterminés par les caractéristiques du milieu physique, notamment la nature du réservoir aquifère, le type de sol, les réorganisations superficielles, la couverture végétale, le modelé topographique etc...

L'identification de la signification physique de ces coefficients constitue, sans aucun doute un axe de recherche incontournable devant conduire à la mise en place d'un modèle numérique de terrain indispensable à la gestion de ces transferts de flux qui revêtent un caractère particulier en zone à régime hydrologique déficitaire.

Table des matières

Avant propos	2
Préambule	3
Remerciements	3
Résumé	4
Introduction	1
première partie : cadre physique	3
I. contexte climatique	3
Introduction	3
I.1. Mécanisme des précipitations au Sénégal	3
I.2. Structure du climat sénégalais	4
I.2.1. Le domaine sahélien	6
I.2.1.1. Le climat nord-sahélien	6
I.2.1.2. Le climat sud-sahélien	7
I.2.2. Le climat de la Grande Côte	9
I.2.3. Le domaine soudanien	10
I.2.3.1. Le climat nord-soudanien	10
I.2.3.2. Le climat sud-soudanien	12
I.2.4. Le climat de la Petite Côte et du Saloum	14
I.2.5. Le climat soudano-guinéen ou de la Basse Casamance	15
II. structure de la Végétation	15
II.1. Le type sahélien	15
II.2. Le type soudanien	16
II.3. Le type guinéen	16
II.4. La mangrove du Saloum et de la Casamance	16
III. Cadre géologique	17
III.1. Structure géologique du craton ouest africain	17
III.2. Litto-stratigraphie du bassin sénégal-mauritanien	18
III.3. Littostratigraphie du bassin sénégalais	19
III.3.1. Le Maastrichtien	20
III.3.2. Le Danien	20
III.3.3. Le Paléocène	21
III.3.4. L'Yprésien	21
III.3.5. Le Lutétien	21
III.3.6. L'Oligo-Miocène marin	21
III.3.7. Continental terminal	22
III.3.8. Le Quaternaire	22
III.3.8.1. Les calcaires lacustres	22
III.3.8.2. Les Dunes rouges fixées	23
III.3.8.3. Les Vases et Sables marins	24
III.3.8.4. Les Alluvions Fluviales	24
III.3.8.5. Les Dunes jaunes et blanches semi-fixées ou vives	25
IV. Structure hydrogéologique du bassin sédimentaire sénégalais	27
IV.1. Le système inférieur	27
IV.2. Le système maastrichtien	27
IV.3. Le système du paléogène	29
IV.3.1. Les nappes du Paléocène	30
IV.3.2. Les nappes de l'Eocène	30
IV.4. Le complexe terminal	31
IV.4.1. La nappe du Continental Terminal	31
IV.4.2. Les nappes du Quaternaire	31
V. Typologie des Sols	32
V.1. La zone sud-est du pays	33
V.2. La zone des plateaux du bassin sédimentaire	33
V.3. Les zones deltaïques	33

V.4.	La presqu'île du Cap-Vert	33
	Conclusion partielle	34
deuxième partie : problématique du Changement climatique à l'échelle globale et locale		36
VI.	Les mécanismes généraux du climat global	36
VI.1.	Définition du climat	36
VI.2.	L'atmosphère, cadre et facteur des phénomènes climatiques	36
VI.2.1.	Le phénomène radiatif	36
VI.2.1.1.	La dispersion et la diffusion	37
VI.2.1.2.	l'albédo	37
VI.2.1.3.	l'absorption	37
VI.2.1.4.	La conduction	37
VI.2.1.5.	Le Bilan radiatif au sol	37
VI.2.1.6.	Bilan radiatif terre-atmosphère et les facteurs de distribution de l'énergie à la surface du globe	38
VII.	Les bases actuelles de l'évolution du climat globale	38
VII.1.	Origine du problème	39
VII.1.1.	La concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère	39
VII.1.2.	L'effet de serre	40
VII.1.3.	Le forçage radiatif	41
VII.1.4.	Le forçage radiatif et les modifications du climat globale	42
VII.1.4.1.	Les modifications de la couverture nuageuse	42
VII.1.4.2.	Les modifications de la surface terrestre	43
VII.1.4.3.	Les modifications des océans	43
VII.2.	Les bases de l'évolution du climatique à l'échelle locale	44
VII.2.1.	Rappel du processus de l'évaluation	44
VII.2.2.	Modifications des températures et des précipitations	45
VII.2.3.	Les modifications de températures	45
VII.2.4.	Les modifications de précipitations	46
VII.2.5.	Changements de probabilités d'occurrence des températures extrêmes.	47
VII.2.6.	Evolution des indices des saisons de pluie	49
	Conclusion partielle	51
troisième partie : impact du climat sur les ressources en eau		52
VIII.	ressources en eau de surface	52
VIII.1.	Situation de base pluviométrique actuelle	52
VIII.1.1.	Evolution à long terme de la pluie	54
VIII.1.1.1.	Recherche des tendances pluviométriques	54
VIII.1.1.2.	Caractéristiques de l'actuelle période de sécheresse	56
VIII.2.	Situation de base hydrologique actuelle	57
VIII.2.1.	Caractéristiques des grands systèmes fluviaux	57
VIII.2.1.1.	Le fleuve Sénégal.	57
VIII.2.1.2.	La Gambie	59
VIII.2.1.3.	Le Sine Saloum	59
VIII.2.1.4.	La Néma	59
I.1.1.1.1.	Présentation bassin versant de la Néma	59
I.1.1.1.2.	Le contexte géomorphologique de la Néma	60
(a)	Le plateau continental terminal	61
I.1.1.1.3.	La terrasse marine	61
(b)	Le bas-fond	61
I.1.1.1.4.	Ecoulement de la Néma	62
VIII.2.1.5.	La Casamance	65
VIII.2.1.6.	Le marigot de Baïla	65
I.1.1.1.5.	Présentation du bassin de Baïla	65
I.1.1.1.6.	Contexte géomorphologiques du bassin de Baïla	66
(c)	Les Bas fonds	66
(d)	Le lit des marigots	67
(e)	Les rizières	67
(f)	Les versants	67

(g)	La terrasse des 2 m	67
(h)	La terrasse des 10 m	68
(i)	Les raccords de transition	68
(j)	Les plateaux	68
1.1.1.1.7.	L'écoulement du Baïla	69
VIII.2.2.	Bases d'évolution à long terme des écoulements de surface	70
VIII.2.2.1.	Recherche de tendances d'évolution à long	71
VIII.2.2.2.	Nature de la tendance sèche	71
Conclusion partielle		72
IX.	Les nappes du complexe terminal	73
IX.1.	Situation de base des nappes phréatiques	73
IX.1.1.	Problématique des nappes superficielles	73
IX.1.2.	Caractère des nappes en climat sub-guinéen (Bassin de Baïla)	74
IX.1.2.1.	Contexte de l'étude	74
IX.1.2.2.	Nature du réservoir aquifère	74
IX.1.2.3.	Paramètres hydrodynamiques	75
IX.1.2.4.	Caractérisation de la relation eaux de surface/eaux souterraines	76
1.1.1.1.8.	Protocole expérimental de l'étude	76
1.1.1.1.9.	Identification de la relation nappe/cours d'eau	76
1.1.1.1.10.	Variations de niveaux statiques et influence climatique	78
(k)	En zone de terrasse	79
(l)	En zone de versant	79
(m)	En zone de plateau	80
Conclusion partielle		81
IX.1.3.	En zone soudanienne (nappe du Sine Gambie)	82
IX.1.3.1.	Caractéristiques de la nappe du Sine Gambie	82
1.1.1.1.11.	Contexte	82
1.1.1.1.12.	Le réservoir aquifère du Sine-Gambie	82
1.1.1.1.13.	Caractéristiques hydrodynamiques	83
1.1.1.1.14.	L'écoulement	83
IX.1.3.2.	Relation eau de surface/eau souterraine	85
1.1.1.1.15.	Dans le bassin de la Néma	85
(n)	Présentation du bassin de la Néma	85
(o)	Protocole expérimental	86
(p)	Rapports de drainage nappe/cours d'eau	87
1.1.1.1.16.	Les fluctuations de nappe et influence du climat	89
1.1.1.1.17.	Dans le bassin de Koutango	91
(q)	Présentation de la zone	91
1.1.1.1.18.	Relations nappe/cours d'eau	91
1.1.1.1.19.	Dans la mare de Gagué Bocar	95
(r)	Contexte de l'étude	95
(s)	Protocole expérimental du diagnostique hydrodynamique de la mare	96
(t)	Caractéristiques physiques et hydrauliques de la mare	98
(u)	Caractéristiques hydrologiques	98
(v)	Les rapports de drainage nappe/mare	99
(w)	Equilibre hydrodynamique mare/bras de mer	100
Conclusion partielle		100
IX.1.4.	En zone Sahélienne, dans la nappe du littoral nord	101
IX.1.4.1.	Paramètres hydrodynamiques et transferts latéraux	101
IX.1.4.2.	Fluctuation et flux verticaux	101
1.1.1.1.20.	La fonction de stockage	101
1.1.1.1.21.	La fonction de déstockage	102
Conclusion partielle		102
IX.2.	Modèles des transferts de flux nappe atmosphère	103
Introduction		103
IX.2.1.	Facteurs des transferts de flux verticaux	103
IX.2.2.	Concept de base du Flux Net	103
IX.2.3.	Expression analytique du Flux Net	104
IX.2.4.	La fonction de Stockage (S)	104
IX.2.4.1.	La fonction de Déstockage (D)	106

IX.2.4.2.	La fonction globale	107
IX.2.5.	Solution numérique du Flux Net	108
IX.2.5.1.	En zone sub-guinéenne (dans le bassin de Baïla)	108
1.1.1.1.22.	Optimisation des paramètres d'ajustement	108
1.1.1.1.23.	Expression numérique du flux net en zone sub-guinéenne	108
1.1.1.1.24.	Validation du modèle	109
IX.2.5.2.	En zone soudanienne (dans le bassin de la Néma)	109
1.1.1.1.25.	Recherche des fonctions de stockage et de déstockage	110
(x)	La fonction de stockage	110
(y)	La fonction de déstockage	111
1.1.1.1.26.	Influence de la profondeur sur les fonctions de stockage et de déstockage	112
(z)	Influence sur la fonction de stockage :	113
(aa)	influence sur la fonction de la fonction de déstockage :	113
1.1.1.1.27.	Expression globale de la fonction de flux net en zone soudanienne	114
1.1.1.1.28.	Validation du modèle	114
IX.2.5.3.	En zone sahéenne (nappe du littoral Nord)	117
1.1.1.1.29.	Nature des fonctions de transfert en zone sahéenne	117
(bb)	La fonction de flux saisonnière	117
(cc)	La fonction d'évolution à long terme	117
1.1.1.1.30.	Simulation de l'évolution à long terme de la ressource en eau souterraine en zone sahéenne	118
	Conclusion partielle	120
	Conclusion partielle	120
	Conclusion générale	Erreur ! Signet non défini.
	Les bases d'une orientation future	121
	Table des matières	122
	Liste de figures	125
	Liste des tableaux	128

Liste de figures

<i>Figure 1 : Schéma des zones de temps en fonction de leur position par rapport au F.I.T. (Casenave A. and Valentin C. 1989)</i>	4
<i>Figure 2 : subdivision climatique du Sénégal (isohyètes 1961-1990).</i>	5
<i>Figure 3 : diagramme ombro-thermique du climat nord sahéen (Podor, référence 1961-1990)</i>	7
<i>Figure 4 : diagramme ombro-thermique du climat sud sahéen (Matam, référence 1961-1990)</i>	8
<i>Figure 5 : diagramme ombro-thermique du climat de la grande côte (Saint-Louis et Dakar, référence 1961-1990)</i>	10
<i>Figure 6 : diagramme ombro-thermique du climat nord-soudanien (Diourbel et Tambaconda), référence 1961-1990)</i>	11
<i>Figure 7 : diagramme ombro-thermique du climat sud-soudanien (Kolda et Kédougou, référence 1961-1990)</i>	13
<i>Figure 8 : diagramme ombro-thermique du climat de la Petite Côte (Kaolack, référence 1961-1990)</i>	14
<i>Figure 9 : diagramme ombro-thermique du climat soudano-guinéen (Ziguinchor, référence 1961-1990)</i>	15
<i>Figure 10 : principales unités structurales de l'Afrique de l'ouest (Sougy J. 1969)</i>	18
<i>Figure 11 : carte structurale et géologique du bassin sénégalo-mauritanien (Ponsard J. F. 1984).</i>	19
<i>Figure 12 : carte géologique de la république du Sénégal</i>	20
<i>Figure 13 : Limite d'extension du système aquifère du maastrichtien</i>	29

<i>Figure 14 : limite d'extension du système aquifère des formations paléocènes (Paléocène et Eocène)</i>	30
<i>Figure 15 : limite d'extension du système aquifères du Complexe Terminal</i>	32
<i>Figure 16 : carte pédologique du Sénégal (Centre de Suivi Ecologique 2000)</i>	34
<i>Figure 17 : évolution de la concentration de gaz carbonique dans l'atmosphère depuis la période pré-industrielle</i>	40
<i>Figure 18 : processus de l'effet de serre à l'échelle global (IPCC 1996)</i>	41
<i>Figure 19 : schéma du forçage radiatif (IPCC 1996)</i>	42
<i>Figure 20 : les impacts potentiels du changement climatique</i>	44
<i>Figure 21 : Changements de température moyenne annuelle (°C) en 2050 par rapport à la normale 1961 - 90 sur le Sénégal, pour différentes sensibilités climatiques. Le scénario d'émissions utilisé est IS92a. Le modèle global (GCM) utilisé est UKTR (Modèle de UK Meteorological Office).</i>	46
<i>Figure 22 : Changements des précipitations annuelle (%) en 2050 par rapport à la normale 1961 - 90 sur le Sénégal, pour différentes sensibilités climatiques. Le scénario d'émissions utilisé est IS92a. Le modèle global (GCM) utilisé est UKTR (Modèle de UK Meteorological Office).</i>	47
<i>Figure 23 : Distributions, observée et théorique des fréquences relatives de la température maximale de la normale 1961-1990 à Kolda en juillet.</i>	48
<i>Figure 24 : effet des changements de variabilité climatique (hausse de la variance de 20% °C de réchauffement) sur la probabilité que la température maximale moyenne en juillet dépasse sa valeur la plus probable sur la normale 1961 - 90. (S= sensibilité climatique).</i>	49
<i>Figure 25 : Variations des pluies annuelles de quelques stations pluviométriques (Dacosta H. and Malou R. 1998)</i>	53
<i>Figure 26: Cartes des isohyètes des normales pluviométriques 1931-1960, 1951-1980, 1961-1990 (Dacosta H., Konaté Y. K. et al. 2002)</i>	54
<i>Figure 27 : développement d'ensemble de la pluviométrie aux stations de Kolda (au sud) et de Bakel (à l'est) du pays.</i>	55
<i>Figure 28 : référence pluviométrique au cours de la période d'instabilité climatique (1961 1990)</i>	56
<i>Figure 29 : carte hydrologique du Sénégal</i>	57
<i>Figure 30 : Evolution des modules annuels du Sénégal à Bakel de 1903/1904 à 1993/1994 ($m^3 \cdot s^{-1}$).</i>	58
<i>Figure 31 : le bassin de la Néma, forme et relief</i>	60
<i>Figure 32 : bassin de la Néma, sol et unités morphologiques</i>	61
<i>Figure 33 : évolution des débits et des précipitations, journaliers, à Néma Ba de juin 1993 à juin 1997</i>	62
<i>Figure 34 : bilan hydrologique de la Néma au cours de 1993 à 1995</i>	64
<i>Figure 35 : comparaison des hydrogrammes de trois années caractéristiques à la station de Kolda.</i>	65
<i>Figure 36 : situation géographique du bassin versant de Baïla en Basse Casamance</i>	66
<i>Figure 37 : Profils morphologiques dans le bassin de Baïla: coupes transversales marigot plateau: a- secteur de Balandine; b- secteur de Djibidione; c- secteur de Toukara.</i>	69
<i>Figure 38 : Hydrogramme du marigot de Baïla à Toukara</i>	70
<i>Figure 39 : situation de base hydrologique aux stations de référence de Kolda (sud du pays) et de Bakel (est du pays).</i>	71
<i>Figure 40 : référence hydrologique au cours de la période d'instabilité climatique (normale 1961-1990)</i>	72
<i>Figure 41 : réservoir de la nappe superficielle. Coupe: Balandine-Sindian (bassin de Baïla).</i>	75

<i>Figure 42 : isopièzes de la nappe superficielle: bassin de Baïla; juillet 1989.</i>	77
<i>Figure 44 : inversion piézométrique saisonnière à l'approche du marigot dans le secteur de Balandine. (a): période d'étiage; (b): période de crue; (Alt): sol: surface du sol; (NP): niveau piézométrique; (D): distance en mètre par rapport au marigot.</i>	78
<i>Figure 45 : hydrogramme du puits I de Balandine en zone de terrasse</i>	79
<i>Figure 46 : fluctuations du niveau de la nappe dans le bassin de Baïla: zone de versant</i>	80
<i>Figure 47 : fluctuations du niveau de la nappe dans le bassin de Baïla: zone de plateau</i>	80
<i>Figure 48 : fluctuations saisonnières de la nappe phréatique dans le bassin de Baïla: un exemple de nappe qui s'évapore</i>	82
<i>Figure 49 : Carte piézométrique de la nappe du Continental Terminal en Sine Gambie</i>	84
<i>Figure 50 : Profil piézométrique de la nappe phréatique du Sine Gambie</i>	85
<i>Figure 51 : carte de situation du bassin versant de la Néma</i>	86
<i>Figure 52 : Piézométrie de la nappe superficielle dans le bassin de la Néma en période d'étiage (01/07/95)</i>	87
<i>Figure 53 : Piézométrie de la nappe superficielle dans le bassin de la Néma en période de crue (04/11/95)</i>	87
<i>Figure 54 : Comparaison des profils topographiques et piézométriques longitudinaux du bassin de la Néma</i>	88
<i>Figure 55 : Relation eau de surface / eau souterraine dans le bassin de la Néma</i>	88
<i>Figure 56 : Variations du niveau statique de la nappe dans les puits de faible profondeur (zone de terrasse)</i>	89
<i>Figure 57 : Variations du niveau statique de la nappe dans les puits moyennement profonds (zone de versant)</i>	90
<i>Figure 58 : Variation du niveau statique en zone de plateau dans le bassin de la Néma</i>	90
<i>Figure 59 : répartition des points d'observation de la nappe phréatique</i>	91
<i>Figure 60 : profondeur de la nappe phréatique en septembre 1997</i>	92
<i>Figure 61: profondeur de la nappe phréatique en novembre 1997</i>	92
<i>Figure 62 : profondeur de la nappe phréatique en décembre 1997</i>	93
<i>Figure 63: variation du niveau statique entre septembre et novembre 1997</i>	94
<i>Figure 64: Variation du niveau statique entre novembre et décembre 1997</i>	94
<i>Figure 65 : Variation du niveau statique entre septembre et décembre 1997</i>	95
<i>Figure 66 : carte de situation, bathymétrie et dispositif piézométrique expérimental autour de la mare de Gagué Bocar. LIPzI (Ligne I, piézomètre I)</i>	97
<i>Figure 67 : topographie de la mare et de ses environs indiquant l'hydrodynamique de surface et souterraine</i>	98
<i>Figure 68 : structure des écoulements souterrains mettant en évidence la source de l'approvisionnement en eau douce de la mare ainsi que la protection hydrodynamique contre l'invasion saline</i>	99
<i>Figure 69: structure hydrodynamique de la mare de Gagué Bocar : une alimentation permanente en amont et une protection hydrodynamique en aval. Alt (m) = altitude en mètre par rapport au niveau du bras de mer ; NP (m) = niveau piézométrique en mètre ; C (mS cm) = conductivité en milli-siemens par centimètre.</i>	100
<i>Figure 70 : Mise en évidence de la contrainte climatique des nappes en zone sahélienne (cas de la nappe du littoral nord)</i>	102
<i>Figure 71: modèle conceptuel du Flux Net: CC = capacité au champ; Déc = décharge cumulée; ETR = évapotranspiration réelle; NP de base = niveau de base de la nappe d'eau souterraine; Rec = recharge cumulée; $\square I$ = percolation;</i>	105
<i>Figure 72 : a: relation pluie/recharge au cours de la saison pluvieuse (a)</i>	106

<i>Figure 73: relation décharge évaporation Piche au cours de la saison sèche (a) et décroissance exponentielle de la fonction de déstockage avec la profondeur de la nappe (b).</i>	107
<i>Figure 74 : optimisation des paramètres d'ajustement (pluie recharge; évaporation décharge) dans le site de Balandine</i>	108
<i>Figure 75 : validation du modèle du flux Net, dans le Bassin de Baïla, en Basse Casamance: (a) zone de terrasse; (b) zone de versant; (c) zone de plateau.</i>	109
<i>Figure 76 : Corrélation recharge cumulée pluie cumulée dans le bassin de la Néma</i>	110
<i>Figure 77: Corrélation recharge cumulée pluie cumulée sous la haute terrasse</i>	110
<i>Figure 78: Corrélation décharge cumulée évaporation Piche (piézomètre de Dielmo)</i>	111
<i>Figure 79: Corrélation décharge cumulée évaporation Piche (puits 26)</i>	112
<i>Figure 80 : Relation profondeur recharge de la nappe</i>	113
<i>Figure 81 : relation profondeur décharge de la nappe</i>	113
<i>Figure 82 : Simulation de l'évolution du niveau statique de la nappe en zone de terrasse</i>	115
<i>Figure 83 : Simulation de l'évolution du niveau statique de la nappe sous le versant</i>	115
<i>Figure 84 : Simulation de l'évolution du niveau statique de la nappe sous le plateau</i>	116
<i>Figure 85 : situation de base des nappes phréatiques dans le littoral nord Sénégalais</i>	118
<i>Figure 86 : projection du niveau des nappes phréatiques (en mètre) à l'horizon 2100. SBM : Scénario de Base moyen, (poursuite du déficit pluviométrique actuel SCP), SBP Scénario de Base Pessimiste (doublement du déficit pluviométrique actuel) ; SBO : Scénario de base Optimiste (retour aux conditions climatiques d'avant les années 1970).</i>	119

Liste des tableaux

<i>Tableau I : répartition des régions climatiques du Sénégal et moyenne pluviométrique (1961-1990) à quelques stations de référence.</i>	6
<i>Tableau II : caractéristiques moyennes du climat nord-sahélien : Podor (1961-1990).</i>	7
<i>Tableau III : caractéristiques moyennes du climat sud-sahélien (1961-1990).</i>	8
<i>Tableau IV : caractéristiques moyennes du climat de la grande côte (1961-1990).</i>	9
<i>Tableau V : caractéristiques moyennes du climat nord-soudanien (1961-1990).</i>	11
<i>Tableau VI : caractéristiques moyennes du climat sud-soudanienne (1961-1990).</i>	13
<i>Tableau VII : caractéristiques moyennes du climat de la petite côte et du Saloum (Kaolack : 1961-1990).</i>	14
<i>Tableau VIII : caractéristiques moyennes du climat soudano-guinéen ou de la Basse Casamance : Ziguinchor (1961-1990).</i>	15
<i>Tableau IX : synthèse litho-stratigraphique du bassin sédimentaire sénégalais (source (DGPRE) 26</i>	26
<i>Tableau X : Synthèse récapitulative des aquifères du Sénégal</i>	28
<i>Tableau XI : évolution des indices de saison de pluie entre les normales 1931-1960 (humide) et 1961-1990 (sèche)</i>	50
<i>Tableau XII : caractéristiques statistiques des modules mensuels et annuels du Sénégal à Bakel.</i>	58
<i>Tableau XIII : Bilan hydrologique annuel sur le bassin de la Néma (en mm).</i>	64
<i>Tableau XIV : Bilan hydrologique du bassin de Baïla de 1979 à 1988.</i>	70

BIBLIOGRAPHIE

- Albergel J., Dacosta H. (1996). "Les écoulements non pérennes sur les petits bassins du Sénégal, L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement." IAHS Publ. n° 238: p.139 - 156.
- Albergel J., Brunet D., Dubet G., Marieu B., Montoroi J. P., Pépin Y., Zante P. (1991). Projet Pilote "Casamance" Bas-fond de Djiguinoum. Dakar, ORSTOM.
- Albergel J., Carbonel J. P., Grosis M. (1985). Péjoration climatique au Burkina Faso. Sér. Hydrol. 21 (1), 3-20., Cahiers ORSTOM.
- Albergel J., Valentin L. (1989). "Sahélisation" d'un petit bassin soudanien: KOGERE BOULSA au Burkina Faso." Ed. Les Hommes Face Aux Sécheresses.
- Albergel J. (1978). Signification des dépressions piézométriques. Paris, Univ. Paris 6.
- ARANYOSSY J. F. (1991). L'apport des techniques isotopiques à la recharge des aquifères sous contraintes climatiques extrêmes. Diplôme d'habilitation à diriger des recherches en sciences., Université de Paris-Sud.
- Brunet-Morey Y. (1970). Etude hydrologique en Casamance., ORSTOM/Paris: 52 p., 102 fig., 104 tabl.
- Dacosta H. (1985). Essai d'extension des échantillons de débits moyens annuels et annuels du fleuve Gambie. Montpellier, ORSTOM: 72.
- Dacosta H. (1989). Précipitations et écoulements sur le bassin de la Casamance. Géographie. Dakar, UCAD: 274.
- Dacosta H. (1992). Variabilité des précipitations sur le bassin versant du Saloum, In Gestion des ressources côtières et littorales du Sénégal. Actes de l'atelier de Gorée 27-29 Juillet 1992, Gorée.
- Dacosta H., Konaté Y. K., Malou R. (2002). "La variabilité spatio-temporelle des précipitations au Sénégal depuis un siècle." AISH N° 274.
- Dacosta H., Malou R. (1998). Variations spatio-temporelles des précipitations : analyse de quelques séries pluviométriques sur un gradient sud-nord, Communication au colloque " Variabilité des ressources en eau en Afrique au 20ème siècle ". Abidjan, 16-19 novembre 1998.
- Diluca C. (1976). Etude hydrogéologique du Continental Terminal entre le Sine et la Gambie., B R G M.
- Dupriez H., d. L. P. (1990). Les chemins de l'eau. Ruissellement, Irrigation, drainage. Belgique, L'harmattan et ENDA.
- Lamagat J. P., Albergel J., Bouchez J., Descroix L. (1989). Monographie hydrologique du fleuve Gambie. Dakar, ORSTOM.
- Liéno G. (1996). Relations écoulements de surface/écoulements souterrains dans le bassin versant de la Néma (Sine-Saloum, Sénégal). Géologie. Dakar, Université Cheikh Anta Diop (UCAD): 91 p, 35 fig., 32 tab.
- Malou R. (1989). Etude hydrogéologique de l'aquifère superficiel de la vallée de Baïla (Basse Casamance) : Bilan hydrique 1987/1988. Géologie. Dakar, Université Cheikh Anta Diop (UCAD): 60 P., 25 fig., 15 tab.
- Malou R. (1990). Recharge de l'aquifère superficiel de la vallée de Baïla (Basse Casamance, Sénégal). Utilisation Rationnelle de l'Eau des Petits Bassins Versants en Zones Arides. E. Ed. John Libbey. Paris, André Kergres,
- Jacques Claude. **France.**
- Malou R. (1991). "Recharge pluviale de l'aquifère superficiel de la vallée de Baïla (Basse Casamance, Sénégal)." Hydrogéol N°2.

- Malou R. (1992). Etude des aquifères superficiels en Basse Casamance : un modèle de bilan hydrique. Géologie. Dakar, Université Cheikh Anta Diop (UCAD).
- Malou R., N., F., Dacosta H., (2002). Impact du changement climatique sur les ressources en eau au Sénégal. 5ème Conférence Inter-Régionale sur l'Environnement et l'Eau, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Ngom F. D. (2000). Caractérisation des transferts hydriques dans le bassin de la Néma au Sine Saloum. Géologie. Dakar (Sénégal), Université Cheikh Anta Diop de Dakar (UCAD): 130p.
- 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.
- Albergel J. and Dacosta H. (1996). "Les écoulements non pérennes sur les petits bassins du Sénégal, L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement." IAHS Publ. n°, 238: p.139 - 156.
- Albergel J., Brunet D., et al. (1991). Projet Pilote "Casamance" Bas-fond de Djiguinoum. Dakar, ORSTOM.
- Aranyossy J. F. (1989). "Some aspects of the application of isotopes techniques in the sahelian countries. Isotop techniques in the hydrological investigations in arid and semi-arid regions." Proc. Adv. Meet. Vienna 1988.
- Brunet-Moret Y. (1969). "Etude de quelques lois statistiques utilisées en "hydrologie"." Cah. ORSTOM, série Hydrologie Vol. VI, n° 3: 99.
- Brunet-Morey Y. (1970). Etude hydrologique en Casamance., ORSTOM/Paris: 52 p., 102 fig., 104 tabl.
- Carbonnel J. P. and Hubert P. (1985). "Sur la sécheresse au Sahel d'Afrique de l'Ouest. Une rupture climatique dans les séries pluviométriques du Burkina-Faso (en Haute-Volta)." C.R. Acad. Sci T. 301 n° 13: 941-944.
- Cess M. (1993). "Uncertainties in carbon dioxide radiation forcing in atmospheric general circulation models." Science 262: 1252-1255.
- Chevalier P. (1990). Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide. Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Abidjan, ORSTOM.
- Dacosta H. (1985). Essai d'extension des échantillons de débits moyens annuels et annuels du fleuve Gambie. Montpellier, ORSTOM: 72.
- Dacosta H. (1994). Variabilité des précipitations sur le bassin versant du Saloum. La gestion des ressources côtières et littorales du Sénégal, Gorée.
- Dacosta H., Konaté Y. K., et al. (2002). La variabilité spatio-temporelle des précipitations au Sénégal depuis un siècle. Friend 2002 - Regional hydrology :Bringing the Gap between Reseach and Praticce, Cape Town, South Africa, Publ IAHS.

- Dacosta H. and B. M. (1999). Étude des précipitations exceptionnelles d'un à vingt jours consécutifs sur le bassin de la Casamance. Atelier scientifique du réseau FRIEND-AOC, Yaounde.
- Dacosta H. (1989). Précipitations et écoulements sur le bassin de la Casamance. Géographie. Dakar, UCAD: 274
- Dacosta H. (1992). Variabilité des précipitations sur le bassin versant du Saloum, In Gestion des ressources côtières et littorales du Sénégal. actes de l'atelier de Gorée 27-29 Juillet 1992, Gorée.
- Dacosta H., Konaté Y. K., et al. (2002). "La variabilité spatio-temporelle des précipitations au Sénégal depuis un siècle." AISH N° 274.
- Dacosta H. and Malou R. (1998). Variations spatio-temporelles des précipitations : analyse de quelques séries pluviométriques sur un gradient sud-nord, Communication au colloque " Variabilité des ressources en eau en Afrique au 20ème siècle ". Abidjan, 16-19 novembre 1998.
- Dunne T. (1983). Field studies of hillslope flow processes. Hillslope runoff processes and models, Ed. Hillslop hydrology. John Valley & Sons: 227-293.
- Dupriez H. and de Leener P. (1990). Les chemins de l'eau. Ruissellement, irrigation, drainage. Belgique, Manuel tropical. Terre et vie, CTA, l'Armattan et ENDA.
- GIEC (1990). Premier rapport d'évaluation : a) Aspects scientifiques du changement climatique ; b) Incidences potentielles du changement climatique ; c) stratégie d'adaptation au changement climatique. New York, Nations Unies.
- IPCC, W. (1996). "Impact, adaptation, mitigation of climate change. Contribution of WGII to the second Assessment Raport of the intergovernmental Panel on Climate Change." 878.
- Kirkby M. (1998). Hillslop runoff processes and models. J. Hydrol. **100**: 315-339.
- Lamagat J. P., Albergel J., et al. (1989). Monographie hydrologique du fleuve Gambie. Dakar, ORSTOM.
- Louis Berger International INC., COYNE., et al. (1984). Etude des possibilités de stockage des eaux de ruissellement au Sénégal. Dakar, D. E. H.
- Malou R. (1989). Etude hydrogéologique de l'aquifère superficiel de la vallée de Baïla (Basse Casamance) : Bilan hydrique 1987/1988. Géologie. Dakar, Université Cheikh Anta Diop (UCAD): 60 P., 25 fig., 15 tab.
- Malou R. (1990). Recharge de l'aquifère superficiel de la vallée de Baïla (Basse Casamance, Sénégal). Utilisation Rationnelle de l'Eau des Petits Bassins Versants en Zones Arides. E. Ed. John Libbey. Paris, André Kergres, Jacques Claude. **France**.

- Malou R. (1991). "Recharge pluviale de l'aquifère superficiel de la vallée de Baïla (Basse Casamance, Sénégal)." Hydrogéol N°2.
- Malou R. (1992). Etude des aquifères superficiels en Basse Casamance : un modèle de bilan hydrique. Géologie. Dakar, Université Cheikh Anta Diop (UCAD).
- Malou R., Dacosta H., et al. (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., N., F., Dacosta H., (2002). Impact du changement climatique sur les ressources en eau au Sénégal. 5ème Conférence Inter-Régionale sur l'Environnement et l'Eau, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Marius C. (1985). Contribution à l'étude des mangroves du Sénégal et de la Gambie. Ecologie, Pédologie, Géochimie. Mise en valeur et aménagement., ULP Inst. Géol. Strasbourg.: 309 p. + photo h.t.
- Marius C. and et al. (1986). Evolution du golfe de Casamance au Quaternaire récent et changement de la végétation et des sols de mangroves liée à la sécheresse actuelle. Coll. Trav. et Doc. n° 197 - ORSTOM, DAKAR, In INQUA/ASEQUA/Dakar; Symposium.
- Martonne E. de Traité de géographie physique, A. Colin.
- Michel P. (1960). Recherche géomorphologique en Casamance et en Gambie Méridionale., BRGM.: 67 P.
- Olivry J.C. and Dacosta H. (1984). Le marigot de Baïla: bilan des apports hydriques et évolution de la salinité. Campagnes 1980-1983. Dakar, ORSTOM (Dakar-Hann): 145.
- Pédelaborde P. (1959). "Introduction à l'étude Scientifique du climat." CDU.
- Roche M. (1963). Hydrologie de surface. Paris, Edit.Gauthier-Villars.
- Rodier J. (1964). Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo. ORSTOM. PARIS, Paris 6: 137.
- Rodier J. and Auvray C. (1965). Estimation des débits de crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique Occidentale. Paris, CIEH-ORSTOM: 46.
- Rodier J. and Ribstein P. (1988). Estimation des caractéristiques de la crue décennale pour les petits bassins versants du Sahel couvrant 1 à 10 km². Lab. Hydrol., Montpellier, ORSTOM: 133.
- Vieillefon J. (1977). Les sols des mangroves et des tannes de Basse Casamance (Senégal). Paris, ORSTOM: n° 83. 291 p.

- Adam J.G. (1961). "Contribution à l'étude de la flore de la végétation de l'Afrique Occidentale : la Basse-Casamance Première partie." Bull. IFAN (sér. A) **33 (4)**: 911-933.
- Adam J. G. (1962). "Contribution à l'étude de la flore de la végétation de l'Afrique Occidentale : la Basse Casamance : deuxième partie." Bull. IFAN (sér. A) **1 - 25**: 116- 167.
- Akpo L. E., Grosis M.,Gaston A. (1995). "Structure d'une végétation sahélienne. Cas de Wiidu Thiengoli (Ferlo, Sénégal)." Bull. Mus. nat., Paris 4 sér.,17, section B, Adansonia, numéro 1-2: **39-52**.
- Albergel J.,Dacosta H. (1996). "Les écoulements non pérennes sur les petits bassins du Sénégal. L'hydrologie tropicale : géoscience et outil pour le développement." IAHS Publ. n°, **238**: p.139 - 156.
- Albergel J., Brunet D., Dubet G., Marieu B., Montoroi J. P., Pépin Y.,Zante P. (1991). Projet Pilote "Casamance" Bas-fond de Djiguinoum. Dakar, ORSTOM.
- Albergel J., Carbonel J. P.,Grosis M. (1985). Péjoration climatique au Burkina Faso. Sér. Hydrol. 21 (1), 3-20, Cahiers ORSTOM.
- Albergel J., Valentin L. (1989). "Sahélisation" d'un petit bassin soudanien: KOGERE BOULSA au Burkina Faso." Ed. Les Hommes Face Aux Sécheresses.
- AlbergelJ. (1978). Signification des dépressions piézométriques. Paris, Univ. Paris 6.
- Allen P.M. (1969). "The geology of an orogenic belt in Sierra Leone." West Africa. Geol. Rundschau V 58 n° 2: 588-620., 8 fig.
- ARANYOSSY J. F. (1991). L'apport des techniques isotopiques à la recharge des aquifères sous contraintes climatiques extrêmes. Diplôme d'habilitation à diriger des recherches en sciences,, Université de Paris-Sud.
- Aranyossy J. F. (1989). "Some aspects of the application of isotopes techniques in the sahelian countries. Isotop techniques in the hydrological investigations in arid and semi-arid regions." Proc. Adv. Meet. Vienna 1988.
- 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, Iullemeden, Tchad). Univ. d'Avignon et des pays du Vaucluse.: 296 p.126 Fig. et 13 Tab.
- Besancenot J. P. (1996). "Analyse d'ouvrages." Sécheresse vol 7(N°3): 235 p.
- Brunet-Moret Y. (1969). "Etude de quelques lois statistiques utilisées en "hydrologie". " Cah. ORSTOM,série Hydrologie Vol. VI, n° 3: 99.
- Brunet-Morey Y. (1970). Etude hydrologique en Casamance., ORSTOM/Paris: 52 p., 102 fig., 104 tabl.
- Carbonnel J. P.,Hubert P. (1985). "Sur la sécheresse au Sahel d'Afrique de l'Ouest. Une rupture climatique dans les séries pluviométriques du Burkina-Faso (en Haute-Volta)." C.R. Acad. Sci T. 301 n° 13: 941-944.
- Casenave A., Valentin C. (1989). Les états de surface de la zone sahélienne. Influence sur l'infiltration. Paris.
- Castelain J. (1985). "Aperçu stratigraphique et micro-paléontologique du bassin du Sénégal. Historique de la découverte paléontologique." Mém. Bur. Rech. Géol. Min. n° 32: p. 135-156.
- Castelain J., Jardin S.,Monciardini C. (1965). Excursions géologiques dans le Sénégal occidental. Coll. Intern. Micropal. Dakar1963, Paris, Mem. BRGM.
- Centre de Suivi Ecologique (2000). Annuaire sur l'Environnement et les Ressources Naturelles du Sénégal,. Dakar, Etat du Sénégal, Ministère de l'Environnement: 268.
- Cess M. (1993). "Uncertainties in carbon dioxide radiation forcing in atmospheric general circulation models." Science 262: 1252-1255.

- Chevalier P. (1990). Complexité hydrologique du petit bassin versant. Exemple en savane humide. Booro-Borotou (Côte d'Ivoire). Abidjan, ORSTOM.
- Dacosta H. (1985). Essai d'extension des échantillons de débits moyens annuels et annuels du fleuve Gambie. Montpellier, ORSTOM: 72.
- Dacosta H. (1994). Variabilité des précipitations sur le bassin versant du Saloum. La gestion des ressources côtières et littorales du Sénégal, Gorée.
- Dacosta H., Konaté Y. K., Malou R. (2002). La variabilité spatio-temporelle des précipitations au Sénégal depuis un siècle. Friend 2002 - Regional hydrology .Bringing the Gap between Reseach and Praticce, Cape Town, South Africa, Publ IAHS.
- Dacosta H., B. M. (1999). Etude des précipitations exceptionnelles d'un à vingt jours consécutifs sur le bassin de la Casamance. Atelier scientifique du réseau FRIEND-AOC, Yaoundé.
- Dacosta H. (1989). Précipitations et écoulements sur le bassin de la Casamance. Géographie. Dakar, UCAD: 274.
- Dacosta H. (1992). Variabilité des précipitations sur le bassin versant du Saloum, In Gestion des ressources côtières et littorales du Sénégal. actes de l'atelier de Gorée 27-29 Juillet 1992, Gorée.
- Dacosta H., Konaté Y. K., Malou R. (2002). "La variabilité spatio-temporelle des précipitations au Sénégal depuis un siècle." AISH N° 274.
- Dacosta H., Malou R. (1998). Variations spatio-temporelles des précipitations : analyse de quelques séries pluviométriques sur un gradient sud-nord, Communication au colloque " Variabilité des ressources en eau en Afrique au 20ème siècle ". Abidjan, 16-19 novembre 1998.
- de Martonne E. Traité de géographie physique. Paris, A. Colin.
- de Spengler A., Castelin J., Cauvin J., Leroy M. (1966). "Le bassin secondaire-tertiaire du Sénégal. In : "Bassins sédimentaires du littoral africain", D. Reyre ed., 1ère partie : Littoral Atlantique." Ass. Serv. Géol. Afr., Paris: p. 80-94.
- de Spengler A. , Castelin J., Cauvin J., Leroy M. (1966). Le bassin secondaire-tertiaire du Sénégal, mouvements de l'eau. " bassins sédimentaires du littoral atlantique africain ". Paris: p. 80-94.
- Dia O. (1986). La chaîne panafricaine et hercynienne des Mauritanides face au bassin protérozoïque supérieur à dévonien de Taoudéni dans le secteur clef de Méjéria (Taganet, sud RIM). Lithostrati-graphie et technique. Un exemple de technique tangentielle superposée., Université Aix-Marseille III: 516 p. 137 fig., 57 tabl., 7 ph. h.-t., 3 pl. phot.
- Dia O., Le corche J. P., Le Page A. (1979). "Trois événements orogéniques dans les Mauritanides d'Afrique occidentale." Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys. **V. 21, fasc. 5:** P 403-409, 2 fig.
- Diluca C. (1976). Etude hydrogéologique du Continental Terminal entre le Sine et la Gambie., B R G M.
- Dunne T. (1983). Field studies of hillslope flow processes. Hillslope runoff processies and models, Ed. Hillslop hydrology. John Valley & Sons: 227-293.
- Dupriez H., de Leener P. (1990). Les chemins de l'eau. Ruissellement, irrigation, drainage. Belgique, Manuel tropical. Terre et vie, CTA, l'Armattan et ENDA.
- Dupriez H., d. L. P. (1990). Les chemins de l'eau. Ruissellement, Irrigation, drainage. Belgique, L'harmattan et ENDA.
- Gaye A. Th., Fongang S., Dabo E. M. F., Sambou E., Sall S. M. (2000). "Downscaling global climate models outputs to build climate changescenarios in Senegal." Word Ressources Review **Vol 12, N° 2:** 224-236.

- GIEC (1990). Premier rapport d'évaluation : a) Aspects scientifiques du changement climatique ; b) Incidences potentielles du changement climatique ; c) stratégie d'adaptation au changement climatique. New York, Nations Unies.
- IPCC, W. (1996). "Impact, adaptation, mitigation of climate change. Contribution of WGII to the second Assessment Raport of the intergovernmental Panel on Climate Change." 878.
- Khatib R., Ly A., Sow E., Sarr R. (1994). "Rythmes sédimentaires liés aux variations eustatiques globales au Campanien et au Maastrichtien du Sénégal. Révision stratigraphique de la série du Crétacé terminal du Cap de Naze." *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 311, série II: 1089-1095.
- Kirkby M. (1998). Hillslop runoff processes and models. *J. Hydrol.* 100: 315-339.
- Lamagat J. P., Albergel J., Bouchez J., Descroix L. (1989). Monographie hydrologique du fleuve Gambie. Dakar, ORSTOM.
- Le Priol J. (1983). Synthèse hydrogéologique du bassin sédimentaire casamançais. Dakar, DEH: 3 vol.
- Leroux M. (1983). *Le climat de l'Afrique tropicale*. Paris.
- Liéno G. (1996). Relations écoulements de surface/écoulements souterrains dans le bassin versant de la Néma (Sine-Saloum, Sénégal). *Géologie*. Dakar, Université Cheikh Anta Diop (UCAD): 91 p, 35 fig., 32 tab.
- Louis Berger International INC., COYNE, BALLIER. (1984). Etude des possibilités de stockage des eaux de ruissellement au Sénégal. Dakar, D. E. H.
- Malou R. (1989). Etude hydrogéologique de l'aquifère superficiel de la vallée de Baïla (Basse Casamance) : Bilan hydrique 1987/1988. *Géologie*. Dakar, Université Cheikh Anta Diop (UCAD): 60 P., 25 fig., 15 tab.
- Malou R. (1990). Recharge de l'aquifère superficiel de la vallée de Baïla (Basse Casamance, Sénégal). *Utilisation Rationnelle de l'Eau des Petits Bassins Versants en Zones Arides*. E. Ed. John Libbey. Paris, André Kerges,
- Jacques Claude. **France**.
- Malou R. (1991). "Recharge pluviale de l'aquifère superficiel de la vallée de Baïla (Basse Casamance, Sénégal)." *Hydrogéol N°2*.
- Malou R. (1992). Etude des aquifères superficiels en Basse Casamance : un modèle de bilan hydrique. *Géologie*. Dakar, Université Cheikh Anta Diop (UCAD).
- Malou R. (1996). caractérisation des nappes phréatiques en zones arides et semi arides. Dakar, ORSTOM: 26 p, 23 fig., 4 tab., 2 ann.
- Malou R., Dacosta H., TANDIA A. A., GAYE A., 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., N., F., Dacosta H., (2002). *Impact du changement climatique sur les ressources en eau au Sénégal*. 5ème Conférence Inter-Régionale sur l'Environnement et l'Eau, Ouagadougou, Burkina Faso.
- Marius C. (1985). Contribution à l'étude des mangroves du Sénégal et de la Gambie. Ecologie, Pédologie, Géochimie. Mise en valeur et aménagement., ULP Inst. Géol. Strasbourg.: 309 p. + photo h.t.
- Marius C., et al. (1986). *Evolution du golfe de Casamance au Quaternaire récent et changement de la végétation et des sols de mangroves liée à la sécheresse actuelle*. Coll. Trav. et Doc. n° 197 - ORSTOM, DAKAR, In INQUA/ASEQUA/Dakar, Symposium.
- Martonne E. de *Traité de géographie physique*, A. Colin.

- Michel P. (1960). Recherche géomorphologique en Casamance et en Gambie Méridionale., BRGM.: 67 P.
- Ngom F. D. (2000). Caractérisation des transferts hydriques dans le bassin de la Néma au Sine Saloum. Géologie. Dakar (Sénégal), Université Cheikh Anta Diop de Dakar (UCAD): 130p.
- 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.
- Nomguierma A. (1996). Synthèse hydrologique du Bassin de Baila (Basse Casamance) de 1980 à 1990. Géologie. Dakar, UCAD: 78 p, 45 fig., 31 tab., 3 ann.
- Olivry J.C.,Dacosta H. (1984). Le marigot de Baila: bilan des apports hydriques et évolution de la salinité. Campagnes 1980-1983. Dakar, ORSTOM (Dakar-Hann): 145.
- Pagney P. (1985). La climatologie. Paris.
- Pédelaborde P. (1959). "Introduction à l'étude Scientifique du climat." CDU.
- Pédelaborde P. (1970). Introduction à l'étude scientifique du climat. Paris.
- Ponsard J. F. (1984). La marge du craton Ouest-africain du Sénégal à la Sierra Léone : Interprétation géophysique de la chaîne panafricaine et des bassins du Protérozoïque à l'actuel., Aix-Marseille III, . 198 p.
- Roche M. (1963). Hydrologie de surface, p. Paris, Edit.Gauthier-Villars.
- Rodier J. (1964). Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo. ORSTOM. PARIS, Paris 6: 137.
- Rodier J.,Auvray C. (1965). Estimation des débits de crues décennales pour les bassins versants de superficie inférieure à 200 km² en Afrique Occidentale. Paris, CIEH-ORSTOM: 46.
- Rodier J.,Ribstein P. (1988). Estimation des caractéristiques de la crue décennale pour les petits bassins versants du Sahel couvrant 1 à 10 km². Lab. Hydrol., Montpellier, ORSTOM: 133.
- Saos J. L.,Dacosta H. (1987). Evolution hydrologique d'un bassin margino-littoral. Le Marigot de Baila (Base Casamance). Dakar, Rapport EPEEC.: 15 P.
- Schneider A.,Sambou K. (1982). Prospection botanique dans les Parcs Nationaux du Niokolo-Koba et de Basse Casamance. Rech. Scient. Parcs Nat. du Sénégal. Dakar.
- Sougy J. (1962). "Contribution à l'étude géologique des guelbs Bou Lerich (région d'Aoucert, Sahara espagnol)." Bull. Soc. géol. Fr. b Sér. 7, t. IV,: p. 436-445.
- Sougy J. (1962). "West african fold belt Geol." Soc. Am. Bull. a V. 73: p. 871-876.
- Sougy J. (1969). "Grandes lignes structurales de la chaîne des Mauritanides et de son avant-pays (socle précambrien et sa couverture infracambrien et paléozoïque), Afrique de l'Ouest." Bull. Soc. géol. Fr. Sér. 7 t. XI, n° 2: p. 133-145.
- Sow E. (1995). "Le Crétacé Terminal du Sénégal occidental: un exemple de sédimentation de plate-forme détritique gouvernée par l'eustatisme." Africa Geoscience Review 2, N° 2: 267-378.
- Tessier F. (1952). Contribution à la stratigraphie et à la paléontologie de la partie ouest du Sénégal (Crétacé et Tertiaire). Département de Géologie. Marseille, Université de Marseille.
- Tessier F., Dars R.,Sougy J. (1961). Mise en évidence des charriages dans la "série d'Akjout" (République Islamique de Mauritanie). Paris, C.R. Acad. Sci.: V. 252 p. 1186-1188.
- Tessier F., Flicoteaux., Lappartient J.R., Nahon D.,Triat J.M. (1975). Réforme du concept de continental terminal dans les bassins sédimentaires côtiers de l'Ouest-africain. IXe Cong. Int. Séd., Nice, t. I, Nice.
- Vieillefon J. (1977). Les sols des mangroves et des tannes de Basse Casamance (Sénégal). Paris, ORSTOM: n° 83. 291 p.

Viers G. (1990). Eléments de climatologie. Paris, Nathan Université.

Wisman G. (1982). "Stratigraphy and structural features of the continental margin basin of Senegal and Mauritania." In "Geology of the North west African continental margin": p. 160-181.