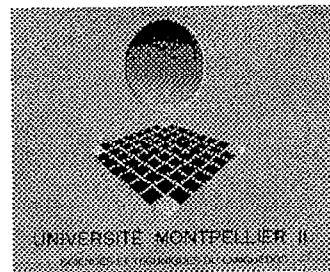


621



ENGREF



Mémoire de DEA

DEA sciences de l'eau dans l'environnement continental

Par

SARRA TOUZI

FORMALISATION DES ÉCHANGES FLEUVE-NAPPE EN
PRÉSENCE DE ZONES D'INONDATION, CAS DE LA
RÉGULARISATION DES CRUES DU FLEUVE SÉNÉGAL

SEPTEMBRE 1998

Fonds Documentaire ORSTOM



010015521

MH 73417

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote : ~~Ax~~ 15521 Ex:

uniqu

Résumé

Dans l'objectif de la quantification des échanges entre le fleuve Sénégal et sa nappe alluviale, on procède à la modélisation de la nappe à l'aide du modèle "Visual Modflow".

La première partie du travail est consacrée à la collecte des données, leur analyse et leur critique. En s'appuyant sur les informations recueillies, un schéma simplifié de la nappe est proposé.

La deuxième partie est consacrée à la modélisation. Nous commençons nos simulations par des tests de sensibilité du modèle aux différents paramètres d'entrée : drainance, perméabilité et porosité.

Nous fixons par la suite des valeurs des paramètres que nous utilisons pour calculer les volumes de recharge de la nappe.

Nous noterons l'artefact de calcul des volumes provoqué par la condition initiale et nous proposons une méthode pour surmonter cet artefact.

La dernière partie de la modélisation sera consacrée à la simulation de la nappe dans le cas de crues naturelles et dans le cas de deux scénarios de gestion des crues du fleuve (optimal et réalisé). Nous comparons enfin les volumes de recharge dans les trois cas de survenance de la crue.

Remerciements

Je tiens à remercier Monsieur Pascal Kosuth pour m'avoir accepté au sein de son équipe, pour son aide et pour l'encadrement de mon stage. J'espère ne pas avoir trahi la confiance qu'il a placée en moi.

Je tiens à remercier Monsieur Christian Leduc pour tout ses conseils et ses critiques pertinentes. Je le remercie pour sa disponibilité dont il a fait égard avec beaucoup de gentillesse. Qu'il trouve ici l'expression de ma gratitude et mon profond estime.

Je transmets également mes vifs remerciements à toutes les personnes qui m'ont consacré un peu de leur temps et qui m'ont fait part de leur connaissance du terrain, je pense particulièrement à Monsieur Babacar Dieng, Monsieur Jean-Claude Bader, Monsieur Jean-luc Saos, Monsieur Luc Séguis et Monsieur Pascal Boivin.

Je tiens aussi à remercier Monsieur Alain Delacourt d'avoir accepté d'être mon correspondant ENGREF.

J'aimerais adresser un remerciement très amical à Monsieur Patrick Raous, son aide, sa patience et son assistance en informatique, n'ont pas été pour peu dans l'achèvement de ce travail.

Que tous mes amis (Dieu sait que la liste est longue) trouvent ici mes remerciements les plus sincères pour toute leur bonne humeur et pour tous les moments inoubliables partagés, merci Sandrine (c'est enfin parti pour les ballades en montagne).

Que tous les membres de ma famille trouvent ici ma reconnaissance et ma profonde gratitude pour leur soutien moral, leur patience et leur amour. Merci pour ceux qui nous apprennent la raison d'exister et nous apportent la joie de vivre : merci Malek, merci M^{me} Chibeb...

SOMMAIRE

RÉSUMÉ.....	3
INTRODUCTION.....	4
CHAPITRE I.....	5
CHAPITRE II.....	9
A. PRÉSENTATION DE LA ZONE	10
1. <i>Climatologie.....</i>	<i>10</i>
2. <i>Hydrologie</i>	<i>11</i>
3. <i>Géologie.....</i>	<i>12</i>
4. <i>Hydrogéologie.....</i>	<i>13</i>
5. <i>Usages de la nappe.....</i>	<i>13</i>
B. ETUDES ANTÉRIEURES SUR LA DYNAMIQUE DE LA NAPPE	15
1. <i>Relations entre aquifères</i>	<i>15</i>
2. <i>Origine des eaux souterraines.....</i>	<i>19</i>
3. <i>Amplitude de la variation du niveau de la nappe en fonction de la distance au fleuve et aux périmètres irrigués.....</i>	<i>21</i>
4. <i>Description des cuvettes et études d'infiltration sous ces cuvettes.....</i>	<i>23</i>
5. <i>Quantification de la recharge de la nappe.....</i>	<i>26</i>
6. <i>Estimation des surfaces inondées</i>	<i>26</i>
7. <i>Modélisation de recharge de la nappe à partir des périmètres irrigués.....</i>	<i>27</i>
8. <i>Conclusion</i>	<i>28</i>
C. AUTRES CAS D'ÉTUDES ANALYSANT LES ÉCHANGES ENTRE NAPPES ET COURS D'EAU.....	29
1. <i>Méthodes expérimentales.....</i>	<i>29</i>
2. <i>Méthode statistique.....</i>	<i>30</i>
3. <i>Méthodes analytiques.....</i>	<i>31</i>
4. <i>Méthodes numériques.....</i>	<i>32</i>
5. <i>Conclusion</i>	<i>33</i>
CHAPITRE III.....	34
A. DISPONIBILITÉ ET CRITIQUE DES DONNÉES	35
1. <i>Documents.....</i>	<i>35</i>
2. <i>Piézométrie</i>	<i>35</i>
3. <i>Cuvettes.....</i>	<i>36</i>
4. <i>Caractéristiques hydrodynamiques</i>	<i>36</i>
5. <i>conclusion</i>	<i>37</i>
B. ANALYSE DES DONNÉES.....	38
1. <i>Corrélation entre niveaux dans le fleuve et dans la nappe.....</i>	<i>38</i>
2. <i>Cas de drainage de la nappe vers le fleuve.....</i>	<i>40</i>
3. <i>Incohérences</i>	<i>40</i>
4. <i>Influence de l'irrigation.....</i>	<i>41</i>
5. <i>Amplitude des fluctuations en fonction de la distance au fleuve et influence de marigots secondaires</i> <i>43</i>	<i>43</i>
6. <i>Influence du soutien d'étiage et du barrage de Diama.....</i>	<i>44</i>
7. <i>Influence des zones d'inondation.....</i>	<i>44</i>
8. <i>Piézométrie loin du fleuve.....</i>	<i>45</i>
9. <i>Conclusion</i>	<i>46</i>
C. MÉTHODOLOGIE.....	47
1. <i>Approche analytique.....</i>	<i>47</i>
2. <i>Approche numérique.....</i>	<i>49</i>
D. MODÉLISATION	51

1.	<i>Hypothèses simplificatrices</i>	51
2.	<i>Conditions aux limites</i>	52
3.	<i>Les paramètres hydrodynamiques</i>	52
4.	<i>Le caractère captif ou libre de la nappe</i>	53
5.	<i>Zone d'inondation</i>	54
6.	<i>Exemple de paramètres entrées et sorties d'une simulation</i>	54
7.	<i>Conditions initiales</i>	54
E.	TESTS DE SENSIBILITÉ POUR UNE NAPPE LIBRE	55
1.	<i>Sensibilité à la drainance</i>	56
2.	<i>Sensibilité à la perméabilité</i>	57
3.	<i>Sensibilité à la porosité</i>	58
4.	<i>Conclusion</i>	59
CHAPITRE IV		60
A.	QUANTIFICATION DE LA RECHARGE DE LA NAPPE	61
1.	<i>Vérification de la cohérence de la condition de charge imposée en limite aval pour les paramètres utilisés</i>	63
2.	<i>Evolution de la surface piézométrique</i>	63
3.	<i>Influence de la condition initiale sur le volume de recharge</i>	66
4.	<i>Structure des échanges nappe rivière pendant l'année</i>	67
5.	<i>Simulation sur une année</i>	68
B.	IMPACT DE LA GESTION DU FLEUVE (CRUES ET ÉTIAGES) SUR LA RECHARGE DE LA NAPPE.....	72
C.	RECOMMANDATIONS:	75
CONCLUSION		77
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES		78
ANNEXES		80

Introduction

Le fleuve Sénégal est situé dans une zone sahélienne à faible pluviosité. Le régime de son écoulement est caractérisé par une succession de saison d'étiage de novembre à juin et de saison de crue de juillet à octobre.

Pendant la saison humide, les cuvettes sont remplies en eau. La mise en eau de ces zones conditionne les activités paysannes de la vallée (cultures de décrue, pêche, parcours d'élevages...).

La recharge de la nappe de la vallée, ressource importante pour l'approvisionnement en eau des villageois et le maintien des écosystèmes naturels notamment forestiers, semble s'effectuer à partir du fleuve et des cuvettes d'inondation.

La mise en eau des barrages de Diama et de Manantali et la sécheresse vécue par la région depuis les années 1970 ont modifié l'ampleur des crues dans le fleuve ainsi que l'extension des superficies des zones inondées.

La gestion des crues dans le fleuve, confiée à l'Office de Mise en Valeur du Fleuve Sénégal (OMVS), doit prendre en considération les aspects de soutien de crue (zones d'inondation, environnement, systèmes de production traditionnels : pêche, agriculture de décrue, élevage) et de soutien d'étiage (production hydroélectrique, irrigation, navigation).

Le but de cette étude est d'évaluer l'impact de la gestion des crues sur la recharge de la nappe. Le travail nécessite avant tout de comprendre et de caractériser les échanges entre la nappe et le fleuve à travers l'analyse des données disponibles dans la région.

La modélisation de la nappe permet d'avoir un ordre de grandeur sur les débits de recharge de la nappe. La comparaison des résultats des simulations de crues naturelles aux simulations de crues optimales de gestion permet l'évaluation de l'impact de la gestion de la crue.

Chapitre I.

Problématique générale de la nappe du fleuve Sénégal

70 % des apports en eau sur le fleuve (Martel et al, 1995). L'installation des turbines dans le futur sur le barrage permettra la production d'énergie hydroélectrique.

- Ainsi que d'aménagements hydroagricoles : 69679 ha en rive gauche en 1995 dans les départements de Bakel, Matam, Dagana et Podor.

Les ouvrages réalisés sur le cours du fleuve Sénégal ont fortement perturbé son fonctionnement hydrologique originel. Le barrage aval a modifié la chimie des eaux sur l'ensemble du delta en rehaussant la ligne d'eau amont et en empêchant les remontées salines. Il a également fortement modifié le régime de la nappe. Le barrage amont stocke une partie de l'eau de crue tout en réalisant un soutien de crue artificiel. Cette eau est déstockée en période d'étiage. Il régularise donc l'ampleur de la crue (le plus souvent dans le sens d'une diminution, certaines années dans le sens d'une augmentation) et l'extension des zones d'inondation et renforce les débits d'étiage (hydroélectricité, irrigation, navigation). Le projet initial prévoyait à terme un laminage complet de la crue pour un renforcement maximum des étiages. Les impacts socio-économiques et environnementaux liés à une quasi-disparition des zones d'inondation sont cependant tels (pénalisation de la pêche et de l'agriculture de décrue, de l'élevage, déstabilisation de l'écosystème) que les états se sont engagés à définir un mode de gestion qui soit un compromis acceptable entre les différents enjeux à travers un soutien artificiel d'étiage et un maintien de crue. A ces modifications hydrologiques d'origine anthropique est venu se surimposer le changement climatique majeur sur la région depuis les années 1970, qui a réduit l'intensité des crues naturelles. La nappe qui constitue une source importante pour l'approvisionnement en eau des villageois et qui joue un rôle important dans le fonctionnement de l'écosystème forestier en est influencée.

Une baisse de l'alimentation des nappes générée par la crue pourrait entraîner le tarissement des puits pompant dans cette nappe et forcer les usagers soit à parcourir des distances considérables pour aller tirer l'eau directement du fleuve et des marigots, avec tous les risques sanitaires et de santé qui pourraient s'ensuivre, soit à creuser des forages pour atteindre la nappe profonde avec des coûts qui peuvent être excessifs. Une telle baisse peut également avoir un impact fort sur les écosystèmes végétaux et notamment les systèmes forestiers que l'on rencontre le long de la vallée.

Mon étude s'inscrit dans le cadre d'un programme de recherche dirigé par l'institut français de recherche scientifique pour le développement en coopération (ORSTOM) et l'organisation de mise en valeur du fleuve Sénégal (OMVS) pour la gestion des réservoirs de la vallée du fleuve Sénégal.

L'objectif du projet est de déterminer la crue optimale (hydrogramme objectif à Bakel) nécessaire au maintien des cultures de décrue, à la recharge des nappes, à la préservation des écosystèmes, tout en préservant la capacité de soutien d'étiage et les productions associées (hydroélectricité, irrigation, éventuellement navigabilité).

Pour cela, une première équipe cherche à établir un limnigramme optimisé au niveau de la station de Bakel provoquant une crue optimale. Outre la caractérisation de la dynamique hydrologique du bassin amont, cette équipe travaille sur la détermination des surfaces inondées des durées de submersion des cuvettes en fonction de l'hydrogramme de crue à Bakel. Cette information sur la dynamique de l'inondation, directement applicable dans le domaine des cultures de décrue, est également déterminante pour étudier la recharge de la nappe qui se fait à la fois depuis le fleuve et depuis les zones d'inondation.

Notre étude vise à déterminer les processus intervenant dans l'alimentation de la nappe et à quantifier l'impact potentiel des changements dans le régime des crues sur la recharge de la nappe.

Pour cela, une première partie est consacrée à l'analyse des données piézométriques et hydrologiques existantes. Cette analyse fait ressortir une insuffisance dans les données. En effet les suivis piézométriques n'ont été effectués que mensuellement pendant seulement 4 saisons (de 1988 à 1992) et avec malheureusement des lacunes de mesures pendant les périodes des crues.

Le manque de suivi pour plusieurs années de régimes hydrologiques différents: forts, moyens et faibles rend difficile toute analyse de l'effet du fleuve sur l'alimentation de la nappe.

Dans une seconde partie, nous avons eu recours à la modélisation qui à ce stade était obligatoirement "théorique", le manque des données ne permettant pas un calage global du modèle. On a formalisé les processus et on a construit les modèles avec lesquels on a simulé l'effet des différents régimes hydrologiques (crue - étiage).

On fait l'hypothèse que la comparaison par le modèle type est représentative de ce que serait la comparaison des systèmes réels. Etant donné la simplification que l'on effectue par rapport à la réalité, nous apportons un soin particulier aux études de sensibilité et nous faisons des propositions sur la fin pour améliorer l'adéquation modèle/réalité.

Chapitre II.

Etat des connaissances

A. Présentation de la zone

Le secteur de la présente étude se situe dans la moyenne vallée du fleuve Sénégal, entre Bakel et Dagana. Il est localisé entre 14°50 et 16°45 de latitude nord. Il traverse des régions qui diffèrent nettement par leur climat, leur relief, leur géologie et leur hydrographie.

De façon à fournir une image globale de la zone nous présenterons successivement la climatologie, l'hydrologie, la géologie, l'hydrogéologie de la région ainsi que l'exploitation de la nappe.

1. Climatologie

La moyenne vallée du fleuve est comprise dans le domaine tropical de l'hémisphère boréal, caractérisé par l'alternance de deux grandes saisons annuelles, une saison sèche (de novembre à juin) et une saison humide (de juillet à octobre).

a) Pluie

La durée de la saison de pluie et la pluviosité diminuent du sud vers le nord et sont fortement liées à l'avancement du Front Inter Tropical.

La saison des pluies dure de 4 à 5 mois dans la région de Bakel pour une pluviosité moyenne annuelle de 683 mm pour la période de 1951 à 1969. A Podor, elle ne dure que de 2 à 3 mois pour une pluviosité annuelle moyenne de 317 mm pour cette période (Rochette, 1974).

Pour la période de 1980 à 1989, les moyennes pluviométriques sont plus faibles. Elles sont de l'ordre de 450 mm à Bakel de 170 mm à Podor (Mott Mac Donald et al, 1992).

La figure 2 montre la baisse des moyennes annuelles pluviométriques à la station de Matam après les années soixante-dix.

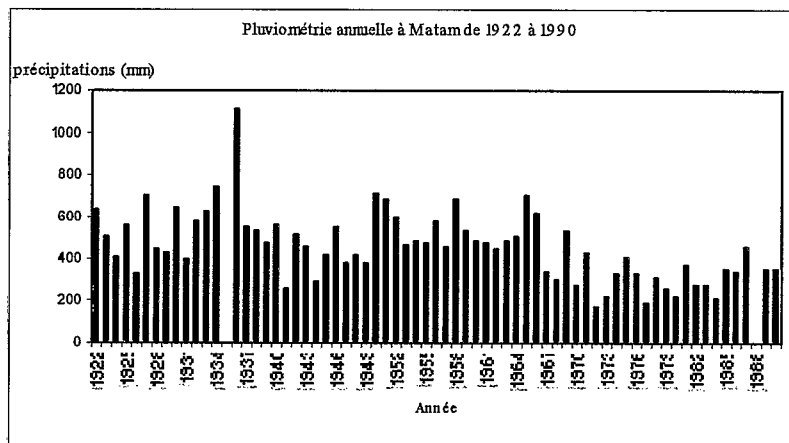


Figure 2: Pluviométrie annuelle à Matam de 1922 à 1990

b) Evaporation

L'évaporation est maximale pendant la saison sèche quand le vent et l'insolation sont près de leurs maximums et l'humidité relative près de son minimum.

Pour une durée d'observation de 14 années dans la période de 1951 à 1964, l'évaporation moyenne maximale mesurée à l'appareil Piche est de 423 mm au mois de mai à Matam. Les valeurs mensuelles sont reportées dans la figure 3.

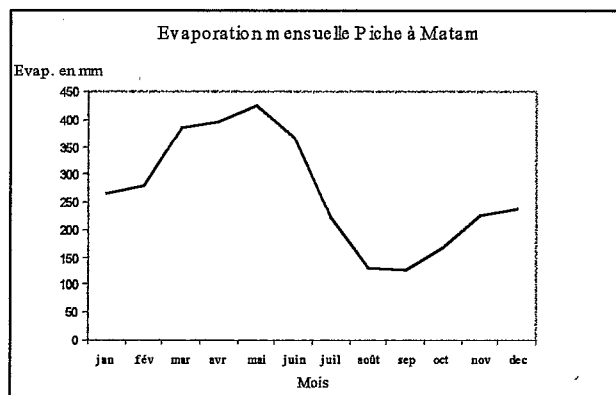


Figure 3: Variations de l'évaporation mensuelle Piche

c) Humidité relative

L'humidité relative évolue de façon identique au cycle hydrologique annuel. Elle est de 30% de novembre à avril et atteint 60 à 70% en août-septembre pendant la période humide.

d) Température de l'air

La température moyenne mensuelle atteint son maximum dans le mois qui précède le début de la saison des pluies, c'est à dire en mai dans la région de Bakel-Matam et en juin plus au nord. La température moyenne maximale est de 35,5°C à Bakel et de 32°C à Podor pour la période de 1986 à 1992. Les moyennes minimales respectives sont de 25°C et de 23°C.

2. Hydrologie

Le réseau hydrographique est dense et hiérarchisé dans les hauts bassins. La moyenne vallée, région de notre étude, a un réseau plus réduit, à cause d'une part de la faible pluviosité (500 mm/an), mais aussi de la faible pente. Le fleuve Sénégal présente les caractéristiques suivantes (Dieng, 1997):

- écoulement dans la partie amont (entre Bakel et Bogué) sur un substratum dur composé de grès quartzite et calcaire avec une pente moyenne de la ligne d'eau relativement grande (de l'ordre de 0,03‰),
- écoulement dans la partie aval (c'est à dire de Bogué à l'embouchure) sur des formations alluviales plus tendres avec une pente moyenne de la ligne d'eau plus faible (de l'ordre de 0,01‰),

La largeur du fleuve varie tout au long de son parcours. Elle est de 250 à 750 m dans la partie amont de la zone d'étude (jusqu'à Matam); de 100 à 250 m entre Bogué et Podor. Elle augmente de nouveau jusqu'à 700 m dans la zone de Dagana.

En aval de la ville de Kaedi, le fleuve Sénégal se divise en deux bras. Le plus petit, situé en rive gauche, est appelé Doué. Il délimite le sud de l'Île de Morfil puis rejoint le fleuve entre Podor et Dagana. La longueur de son cours est de 200 km.

Une série de marigots connectés au fleuve Sénégal et d'importance variable se situent dans la zone d'étude. Excepté le Doué, qui avec le fleuve Sénégal demeurent permanents, tous les marigots sont temporaires.

3. Géologie

a) Généralités

La vallée du fleuve Sénégal appartient au bassin sénégalo-mauritanien qui a pris naissance à la fin du Trias et au début du Jurassique supérieur.

La sédimentation dans le bassin a pour origine, en général, une subsidence qui se traduit par un affaissement continu du bassin depuis le Jurassique, et par un jeu des compartiments délimités par des fractures qui découpent les roches dures du socle ancien et la couverture sédimentaire qui le surmonte jusqu'à l'Eocène. Les formations Quaternaires notamment celles alluviales du Sénégal, postérieures au phénomène tectonique, reposent sur un substratum alors accidenté.

b) La lithostratigraphie

Les formations rencontrées sont de bas en haut:

i) Le Maastrichien

Il présente des sables hétérométriques souvent grossiers avec quelques passages d'argiles et de grès sableux à niveaux de quartz translucide.

ii) L'Eocène

Les formations de l'Eocène sont constituées:

- de faciès marins, essentiellement argileux, marneux et calcaires,
- et de faciès littoraux, essentiellement des dépôts détritiques sableux gréseux ou argileux.

iii) Le Continental terminal

Les formations du Continental terminal sont constituées essentiellement de sables, d'argiles et surtout de grès tendres plus ou moins argileux bariolés ou argileux avec intercalation lenticulaire d'argiles bariolées. Le Continental terminal se termine par un revêtement ferrugineux.

iv) Le Quaternaire

Il s'agit des formations alluvionnaires déposées par le fleuve ou par ses affluents. Elles sont très hétérogènes et diversifiées: calcaires lacustres, vases, sables marins, alluvions fluviales, dunes rouges fixées, dunes jaunes ou blanches semi-fixées, cuirasses latéritiques originelles ou néoformées.

Dans son étude, Diagana (1994) a distingué les formations du Maastrichien, de l'Eocène et du Quaternaire. Les formations du Continental terminal n'ont pas pu être identifiées.

Selon la localisation dans le bassin il distingue deux types de superposition des formations citées: (annexes 1 et 2)

- En amont de la vallée on observe un Maastrichien en dôme, au sommet duquel reposent en discordance les formations alluviales du Quaternaire, tandis que celles de l'Eocène reposent sur les flancs.
- En aval de la vallée, les trois étages (Maastrichien, Eocène et Quaternaire) se superposent régulièrement sans lacune.

4. Hydrogéologie

a) La nappe du Maastrichien

D'après les études du BRGM (1975), la nappe du Maastrichien se trouve, presque partout dans le bassin sénégalais, recouverte par les formations de l'Eocène, elle est captive par endroit.

Diagana (1994) a signalé que la limite supérieure de l'aquifère du Maastrichien est très irrégulière. Elle présente des dômes et des creux. Elle se situe, successivement par rapport au sol, du NW au SE, à 100m à Pété, 10m à Goudoudé, 50 m à Sédo-Sébé et 20 m à Kanel.

Sa limite inférieure est mal connue à l'intérieur du bassin. En bordure du bassin, aux sondages de Sémmé et Tianaff, le substratum se situe respectivement à 170 et 80 m du sol.

Les limites latérales de la nappe sont celles du bassin.

b) La nappe de l'Eocène

L'Eocène est représenté sur tout le bassin sédimentaire sénégal-mauritanien, excepté la zone d'affleurement ou de subaffleurement du Maastrichien où il a été érodé. Cette formation n'est donc pas continue, elle est absente au niveau des dômes du Maastrichien.

A Pété, ses limites inférieures et supérieures sont respectivement à 100m et 20m du sol. A Kavel elles sont de 60m et 10 m respectivement.

Par son absence sur les dômes, l'Eocène se présente sous forme d'aquifère multicouche discontinu à dominance calcaire, calcaire-sableux ou calcaire marneux.

c) La nappe alluviale du Quaternaire

Les formations alluviales reposent généralement sur celles de l'Eocène. Par contre au niveau des dômes, là où l'Eocène est absent, elles reposent directement sur le Maastrichien.

Ces formations accompagnent le fleuve avec une largeur moyenne de 20 à 30 Km. Leur épaisseur diminue des bordures vers l'intérieur de la vallée. Diagana (1993) a estimé sur l'ensemble de la vallée l'épaisseur à 15m en bordure et à 35m à l'intérieur. L'épaisseur maximale ne correspond pas toujours au droit du fleuve.

Les formations supérieures de l'aquifère sont argileuses à argilo-sableuses, celles inférieures sont sablo-argileuses à sableuses.

5. Usages de la nappe

La nappe phréatique fournit une eau facilement accessible dans la moyenne vallée et dans les vastes étendues alentours pour la consommation humaine et animale, et pour l'irrigation des petits jardins maraîchers, surtout ceux gérés par les groupements de femmes.

Chaque village de la région semble se servir de puits pour son approvisionnement en eau. Quelques villages ont des systèmes de pompes avec des châteaux d'eau, mais les puits peu profonds ouverts sont les plus courants. La profondeur de l'eau est de 8 à 10m (Hollis, 1990).

Certes, toute baisse des niveaux de l'eau nuirait à l'approvisionnement en eau, ne serait ce qu'en frais supplémentaires nécessaires pour approfondir les puits et en frais d'énergie supplémentaire pour pomper l'eau.

La nappe joue d'un autre côté un rôle important dans la dynamique des écosystèmes de la région notamment forestiers.

Les forêts de gonakiés, qui servent de bois de chauffage et de matière première pour les charbonniers, connaissent une surexploitation qui menace leur équilibre. La sécheresse et la baisse du niveau dans la nappe auraient des effets aggravant la déforestation de la région du fleuve en contraignant leur renouvellement.

B. Etudes antérieures sur la dynamique de la nappe

1. Relations entre aquifères

L'OMVS a testé les aquifères de la moyenne vallée par pompage de longue durée (au moins 48h) sur dix stations (fig. 4). Cinq des stations comprennent un forage accompagné de 1 à 4 piézomètres de suivi. Les cinq autres comprennent deux forages et 2 à 3 piézomètres de suivi (annexe 3).

Dans son étude Diagana a analysé ces pompages pour étudier les relations entre les différents aquifères d'une part et les relations entre les aquifères et le cours d'eau d'autre part et quantifier les paramètres hydrodynamiques.

a) Relation nappe Maastrichienne / nappe alluviale

La station de pompage est située au niveau de Kanel à 3,25 km du Sénégal. Deux pompages d'essai ont été effectués:

- dans le GA345 (forage se situant dans le sable maastrichien et profond de 50 m) d'une durée de 48 h avec un débit de $22 \text{ m}^3/\text{h}$,
- dans le GA346 (forage se situant dans le sable quaternaire et profond de 30 m) d'une durée de 48h avec un débit de $22.2 \text{ m}^3/\text{h}$.

Les piézomètres GA347 (50 m, M), GA348 (30 m, QT) et GA349 (15 m, QT) et les deux forages ont été suivis pendant toute la durée du pompage (mesure du rabattement) et pendant l'arrêt du pompage (mesure de la remontée).

Au premier essai effectué dans les formations maastrichiennes, les piézomètres GA346, GA347 et GA348 ont réagi en même temps que le forage GA345. La réaction des piézomètres installés dans les formations quaternaires met en évidence la continuité entre les deux formations.

Aucun rabattement n'a été observé au GA349. L'absence de réaction dans ce piézomètre semble être liée à la formation silteuse au droit de sa crépine.

Diagana a déterminé les paramètres hydrodynamiques dans les formations inférieures à partir des mesures effectuées dans le forage GA345 et le piézomètre GA347. Il obtient une transmissivité $T = 1,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$, et un emmagasinement $S = 4,2 \cdot 10^{-4}$.

Pour le pompage effectué dans les formations quaternaires, tous les piézomètres ont réagi sans exception. Le rabattement était plus important dans le forage GA346 (3,84 m) que dans le piézomètre GA348 (0,27 m) de même profondeur. Par contre le piézomètre supérieur GA349 a très faiblement réagi (moins de 0.05 m).

La transmissivité et l'emmagasinement du Quaternaire ont été calculés à partir des mesures effectuées dans le piézomètre GA348: $T = 1.7 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ et $S = 5 \cdot 10^{-4}$.

La réaction des piézomètres crépinés dans les niveaux inférieurs (Maastrichien) confirme la continuité hydraulique des sables du Quaternaire avec ceux du Maastrichien, constituant ainsi un aquifère multicouche.

b) Relation nappe Maastrichienne / nappe Eocène

La station de pompage est située à 11 km du fleuve Sénégal et comporte un forage au GA368 (48 m) et quatre piézomètres de suivi : GA369 (48 m, M), GA370 (31 m, QT), GA371(48 m, M) et GA372 (31 m, EC).

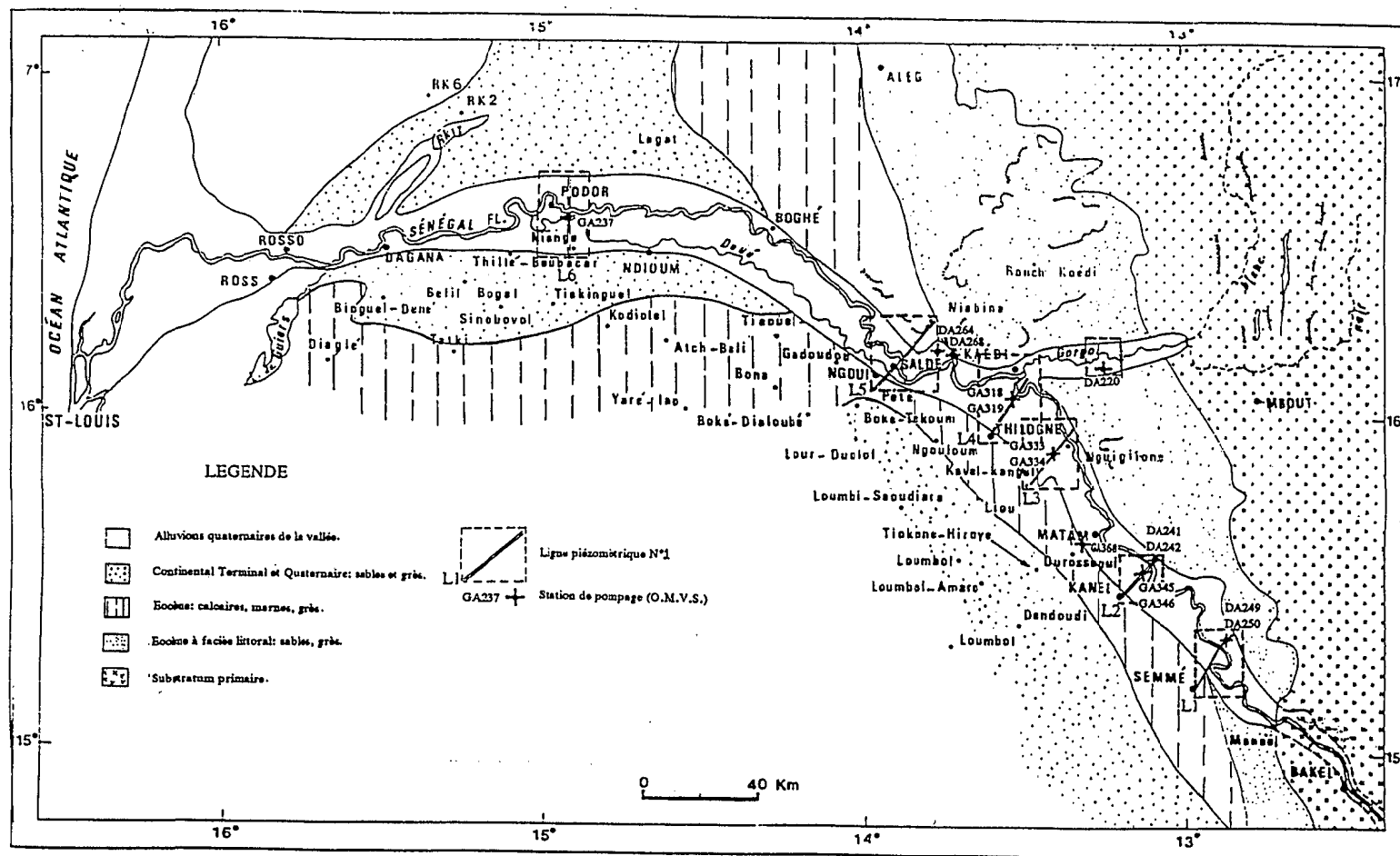


Figure 4 : Localisation des lignes piézométriques et des stations de pompage

Le pompage n'a été effectué que dans les formations du Maastrichien (au GA368), il a duré 48 h avec un débit de $20,9 \text{ m}^3/\text{s}$.

Tous les piézomètres suivis ont réagi au pompage. Il existe une continuité hydraulique entre les formations calcaires éocènes et les formations sableuses maastrichtiennes.

Diagana a interprété uniquement les valeurs mesurées dans deux piézomètres présents dans le Maastrichien (GA369 et GA371). La transmissivité moyenne est de $9 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$, l'emmagasinement est de $8,5 \cdot 10^{-5}$.

c) Relation nappe Eocène / nappe alluviale

- La station de pompage est située au niveau de Nguilogne à moins de 1 km du marigot Thialongueul et à 8 km du fleuve Sénégal. Deux essais de pompage ont été réalisés :

- dans le forage GA333 (installé dans l'Eocène à une profondeur de 45 m) d'une durée de 48 h avec un débit de $22 \text{ m}^3/\text{h}$,

- dans le forage GA334 (installé dans le Quaternaire à une profondeur de 28 m) d'une durée de 72 h avec un débit de $21,9 \text{ m}^3/\text{h}$.

Le suivi est effectué dans les deux forages et dans les piézomètres GA336 (29m, QT), GA334 (43 m, QT) et le GA335 (48 m, M).

Tous les piézomètres ont réagi au pompage effectué dans la formation quaternaire au GA333 par l'établissement d'un régime transitoire.

Les mesures effectuées dans le forage GA334 et dans le piézomètre GA335 ont permis la détermination des paramètres hydrodynamiques des formations testées. La transmissivité moyenne est de $3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$. L'emmagasinement calculé dans les formations du Quaternaire est de $8,5 \cdot 10^{-3}$ au GA334 et de $5,7 \cdot 10^{-4}$ au GA335.

L'interprétation des valeurs mesurées au GA336 ne paraît pas évidente. Les mesures ne s'alignent pas sur une droite pour laquelle les conditions de Jacob sont valables. Les calculs de Diagana donnent une transmissivité de $3,3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ et un emmagasinement de $1,7 \cdot 10^{-2}$.

Tous les piézomètres ont réagi également au pompage effectué dans l'Eocène au GA334. Seulement l'interprétation des mesures dans le GA336 a été effectuée. La transmissivité est égale à $1,5 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ et l'emmagasinement est de $2,2 \cdot 10^{-2}$.

La réaction des piézomètres au double test dans les stations de pompage a permis de mettre en évidence l'existence d'un aquifère multicouche des formations alluviales et éocènes.

- L'existence d'un aquifère multicouche a été aussi mise en évidence à la station de pompage GA318/319 au niveau de Thilogne. Les pompages ont été effectués:

- dans le forage GA318 (installé au quaternaire à une profondeur de 30 m) avec un débit de $24 \text{ m}^3/\text{h}$ pendant 48 h,

- dans le forage GA319 (installé dans l'éocène à une profondeur de 48 m) avec un débit de $21,6 \text{ m}^3/\text{h}$ pendant 48 h.

L'interprétation des mesures effectuées dans les piézomètres GA321 (29 m) et GA322 (14 m) suite au pompage dans le Quaternaire donne une transmissivité de $9,7 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et un emmagasinement de $2 \cdot 10^{-4}$.

Diagana a interprété les mesures relevées au GA320 (48 m) suite au pompage effectué dans les formations de l'Eocène. Il calcule une transmissivité de $9 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ et un emmagasinement de $1,2 \cdot 10^{-2}$.

Il existe une incohérence dans les résultats. L'emmagasinement calculé dans les formations inférieures (Eocène) est plus grand que celui calculé dans les formations supérieures (Quaternaire)

d) Relations nappes / cours d'eau

Au niveau de Kanel, la station de pompage DA241/242 se trouve à environ 0,3 km du fleuve. Deux pompages ont été effectués dans cette station :

- dans le DA241 (installé dans l'Eocène à une profondeur de 48 m) un pompage de 48 h avec un débit de $25 \text{ m}^3/\text{h}$,
- dans le DA242 (installé dans l'Eocène à une profondeur de 28 m) un pompage de 72 h avec un débit de $7,2 \text{ m}^3/\text{h}$.

Les pompages effectués dans le DA241 ont provoqué des rabattements inférieurs à 10 cm dans les piézomètres avoisinants. Ce qui n'a pas permis une interprétation des résultats.

Le faible débit de pompage dans le DA242 ($7,2 \text{ m}^3/\text{h}$) ne permet pas l'établissement d'un régime transitoire capable de faire l'objet d'interprétation par la méthode de Jacob.

Les paramètres hydrodynamiques de la nappe testée n'ont pas pu être calculées. Par contre, un régime permanent s'est établi dans les piézomètres après la faible variation du niveau lors du pompage dans le DA241 signalant une source d'alimentation des formations Eocènes. Le fleuve, se trouvant à une distance faible des stations (300 m), pourrait être la source de cette alimentation.

e) Niveaux distincts dans les alluvions

Dans le secteur de Podor, la station de pompage GA237, située entre le Sénégal et le Doué, comporte en plus du forage installé dans le Quaternaire à une profondeur de 45 m, deux piézomètres de suivi : GA238 (38 m, QT) et GA239 (8 m, QT). Le pompage a duré 48 h avec un débit de $14,6 \text{ m}^3/\text{h}$.

Pendant toute la durée du pompage, le piézomètre GA239 installé en surface (8m) n'a pas été affecté, alors que le forage et le piézomètre GA238 (plus profond) ont connu des rabattements réguliers caractéristiques d'un régime transitoire.

Le comportement des piézomètres pendant le pompage permet de décrire deux niveaux dans la nappe alluviale qui peuvent être séparés par des niveaux argileux et argilo-sableux.

La transmissivité et l'emmagasinement calculés dans le niveau inférieur des formations Quaternaires sont respectivement de $5,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2\text{s}^{-1}$ et de $5 \cdot 10^{-4}$.

f) Conclusion et récapitulatif des valeurs des paramètres hydrodynamiques

Il a été mis en évidence l'existence d'une continuité entre les formations maastrichtiennes, éocènes et alluviales dans les endroits où ont été effectués les essais de pompage (réaction des piézomètres des différentes formations aux pompages).

Toutefois, on peut rencontrer au sein des formations alluviales, des niveaux d'aquifère différents séparés par des argiles.

Le fleuve Sénégal, situé à proximité des stations de pompage, participerait au rétablissement du régime permanent dans les piézomètres. L'hypothèse de l'alimentation de la nappe par le fleuve n'a malheureusement pas pu être plus argumentée à cause des faibles débits de pompages réalisés.

Les valeurs des paramètres hydrodynamiques calculés par Diagona à partir des essais de pompage réalisés dans la moyenne vallée sont reportés dans le tableau 1:

Localité	N° forage *	Prof. (m)	Formation	T (m ² /s)	S (%)
Podor	GA 237	45	Quaternaire	5,5 10 ⁻³	4,5 10 ⁻³
Boynadjii	GA 368	48	Maastrichien	9,0 10 ⁻³	8,5 10 ⁻³
Mbakhna	GA 333	43	Eocène	4,0 10 ⁻²	8,5 10 ⁻³
Mbakhna	GA 334	28	Quaternaire	1,5 10 ⁻²	2,2 10 ⁻³
Thilogne	GA 318	30	Quaternaire	9,5 10 ⁻³	2,0 10 ⁻⁴
Thilogne	GA 319	48	Eocène	7,5 10 ⁻³	1,2 10 ⁻²
Bagoudine	DA 268	38	Eocène	1,2 10 ⁻²	8,2 10 ⁻⁴
Kanel	GA 345	50	Maastrichien	1,5 10 ⁻²	4,2 10 ⁻⁴
Kanel	GA 346	30	Quaternaire	1,7 10 ⁻²	5,4 10 ⁻⁴

* : les forages sont représentés dans les annexes 4 à 9

Tableau 1: Paramètres hydrodynamiques des aquifères de la moyenne vallée
(D'après Diagana,1994)

Les débits des essais de pompage réalisés dans la vallée sont faibles. Les rabattements ainsi provoqués sont souvent inférieurs à 50 cm et le régime permanent est établi plus rapidement. Ces facteurs jouent sur la précision du calcul des paramètres hydrodynamiques.

Nous ignorons pour quelle raison les interprétations n'ont pas été effectuées pour tous les suivis (par exemple à la station GA346, quatre piézomètres ont été suivis, seules les mesures dans le GA348 ont été interprétées). De plus les calculs de pente par la méthode de Jacob ont été des fois effectués avant ou sans que les conditions de Jacob ne soient valables.

Le nombre des essais de pompage effectués dans la vallée est très limité (dix essais de pompages pour 600 km de longueur de vallée). Les valeurs et les caractéristiques ainsi obtenues restent locales et très difficilement généralisables sur toute la vallée.

Les données recueillies ne permettent pas de représenter la nappe dans toute sa complexité. Nous serons amenés à effectuer des modélisations schématiques. Nous réduisons notre système à la formation alluviale quaternaire avec une épaisseur moyenne de 30 m.

L'emmagasinement calculé est extrêmement variable (allant de 10⁻³ à 10⁻⁵). Généralement faibles, les valeurs de l'emmagasinement signifient la présence en nappes semi-captives à captives. Des coupes lithologiques détaillées pouvant confirmer ou infirmer ce caractère font défaut. Diagana (1994) fait remarquer que les piézomètres ont souvent été crépinés dans des niveaux silteux ou argilo-sableuses. Ce qui peut se traduire par une mauvaise libération de l'eau des formations d'où un retard de réaction à l'effet de pompage d'où des faibles valeurs d'emmagasinement.

La fiabilité et la représentativité des valeurs ainsi obtenues est faible. Faute d'informations plus précises, la nappe est considérée être libre. La porosité retenue dans les sables alluviaux est de 0,05.

La transmissivité calculée varie entre 10⁻² et 10⁻³ m/s. La valeur de perméabilité que nous retenons est de 10⁻⁴ m/s pour une épaisseur mouillée de l'aquifère d'environ 20 m.

2. Origine des eaux souterraines

Les principaux prélèvements d'échantillons d'eaux souterraines et de pluies connus dans la moyenne vallée sont ceux effectués par:

- Illy aux mois de juin et novembre 1972 : 2 échantillons de pluie et 16 échantillons d'eaux souterraines dont 2 dans la nappe maastrichienne et 14 dans la nappe alluviale (deutérium, tritium et oxygène-18).

- Diagana en 1991: 27 échantillons d'eaux souterraines et 6 d'eaux du fleuve (deutérium et oxygène-18)

• Isotopes stables:

L'analyse des isotopes deutérium et oxygène-18 des précipitations de la région a permis d'établir l'équation des eaux de pluie au Sénégal avec un facteur de corrélation = 0,972:

$$\delta^2\text{H} = 7,93 \delta^{18}\text{O} + 10,09. \text{ (Diagana, 1994)}$$

Cette droite est proche de celle des eaux météoriques mondiales ($\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$). Les précipitations n'ont donc pas subi d'évaporation en cours de chute et la vapeur condensée a une origine océanique sans mélange significatif avec d'autres sources possibles et en particulier la vapeur évapotranspirée par la forêt située plus au sud.

La comparaison du graphique de relation $^{18}\text{O} / ^2\text{H}$ des eaux de surface et des eaux souterraines (fig.5) montre une nette distinction entre les eaux de surface de celles souterraines, les premières sont nettement plus évaporées.

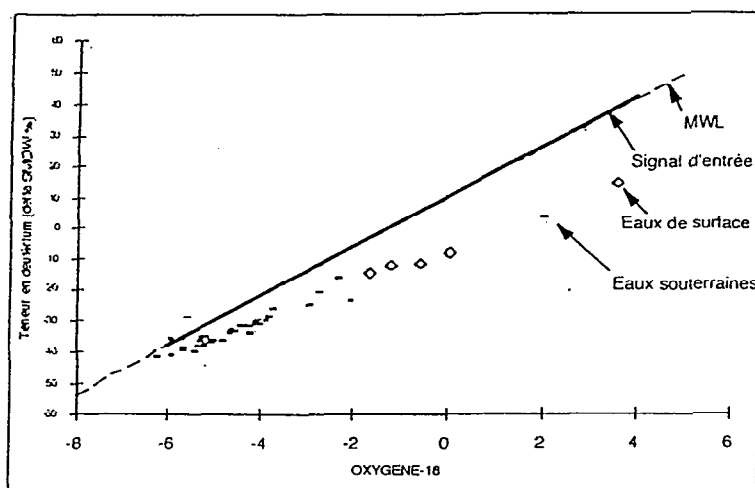


Figure 5: Relation oxygène-18 / deutérium dans la moyenne vallée du Sénégal (Diagana,1994)

La majorité des eaux souterraines correspondent à des eaux évaporées, (en provenance des cours d'eau) leur teneur en isotopes stables est inférieure à la teneur des eaux de pluie. Tout de même, dans certains endroits dits zones de recharge on obtient des infiltrations d'eaux de pluies non évaporées. Ces zones de recharge sont présentes notamment en bordure de la vallée (Au GB681: le $\delta^{18}\text{O} = -5,76$ et $\delta^2\text{H} = -35,9$; et au GB479: le $\delta^{18}\text{O} = -5,96$ et $\delta^2\text{H} = -35,5$)

A Thilogne, où la pluviométrie moyenne ne dépasse pas les 300 mm, il y a possibilité d'infiltration directe d'eaux de pluies (GB681). L'affirmation d'Archambault (1960) mentionnant la nécessité de dépassement du seuil de pluviosité de 400 mm/an pour qu'il y ait alimentation de la nappe, n'est donc pas vérifiée.

• le tritium

Les teneurs en tritium prélevés par Illy dans la moyenne vallée sont récapitulés dans le tableau

2

N° échant.	région	Date prélèv.	nappe	Prof. (m)	T.U.
Pluie	Guédé	Août/Octobre			41,8
K3	Kanel	14/07/72	Nap. phréa.al.	7	33,8

K4	Kanel	10/11/72	Nap. phréa.al.	7	56,3
K6	Kanel	14/07/72	Nap. phréa.al.	7	196
K3s	Kanel	10/06/72	Nap. prof. al.	19	2,4
F1	Kanel	14/06/72	Nap. prof. al.	37	4,4
F3	Kanel	14/07/72	Nap. maast.	40	1,6
F4	Kanel	10/11/72	Nap. maast.	46,5	1
A7	Matam	10/11/72	Nap. phréa.	7	71,4
F5	Matam	24/06/72	Nap. prof. al.	42	1,6
BO4	Boghé	12/11/72	Nap. phréa.	6	1,6
F9	Boghé	12/11/72	Nap. prof. al.	13,3	5,8
N10	Nianga	09/11/72	Nap. phréa.	6	11,4
N12	Nianga	09/11/72	Nap. phréa.	7	9,7
N4s	Nianga	14/07/72	Nap. prof. al.	15	20,3
F10	Nianga	09/11/72	Nap. prof. al.	31,6	6,5
F12	Nianga	10/09/72	Nap. prof. al.	35	8,1

Tableau 2: Résultats des analyses isotopiques (Illy, 1973)

Les teneurs en tritium des eaux souterraines diminuent avec la profondeur.

Les eaux des nappes profondes alluviales, sauf celle du piézomètre N4S, ont des faibles teneurs en tritium (2 à 9 Unité Tritium). Celles des Maastrichiennes ont des teneurs comprises entre 1 et 2 UT. Ces nappes ont été rechargées avant les essais nucléaires des années 1950 à 1980.

Les nappes alluviales de la vallée, sauf au piézomètre BO4, ont des teneurs élevées en tritium (de 11 à 196 UT), c'est le témoignage d'une alimentation par les eaux postérieures aux années 1950.

La teneur en tritium élevée à Kanel témoigne de la présence d'une zone de meilleure recharge. Alors que les faibles teneurs à Boghé et à Nianga correspondent à des zones de mauvaise recharge. Il s'agit de nappes semi-captives et captives.

• Conclusion

L'analyse des isotopes stables fait ressortir une correspondance sur la quasi-totalité de la vallée des eaux souterraines à des eaux à provenance de cours d'eau. Le fleuve Sénégal participe activement à l'alimentation de la nappe.

L'analyse des isotopes radioactifs montre que les eaux profondes sont anciennes, alors que les eaux des aquifères alluviales sont récentes (postérieures à 1950).

3. Amplitude de la variation du niveau de la nappe en fonction de la distance au fleuve et aux périmètres irrigués

- Diagona (1994) a comparé l'évolution du plan d'eau du fleuve, avec celui des niveaux piézométriques des différentes nappes de la vallée. Il observe que les fluctuations piézométriques de la nappe suivent le cycle hydrologique du fleuve.

- Dieng (1997) a analysé l'amplitude de la variation du niveau dans les piézomètres selon la position du piézomètre par rapport au cours d'eau et aux périmètres irrigués. Pour cela, il a enregistré les variations du niveau piézométrique pour l'année 1989 pour les quatre coupures à Dagana, Podor, Kaédi, Matam et Selibabi. Les résultats sont classés dans le tableau 3.

Les résultats obtenus sont indicatifs. En effet, les distances aux cours d'eau et aux périmètres irrigués ne sont pas bien définies ainsi que la représentativité des piézomètres pour la totalité de la vallée. Par exemple, la variation de 1 m à côté des cours d'eau à Dagana a été observée pour seulement

un piézomètre installé à 300m du Sénégal. Pour les autres coupures, l'écart observé entre les variations dans les piézomètres près des cours d'eau est très grand: de 0,6 à 2,5m à Kaédi.

	Variations annuelles du niveau piézométrique en mètres				
	Dagana	Podor	Kaédi	Matam	Selibabi
Hors périmètres et loin des cours d'eau	0,2 à 0,3	0,5 à 0,8	0,2 à 0,5	0,5 à 1,2	0,4 à 1
A côté des cours d'eau	1	0,8 à 1,85	0,6 à 2,5	1,6 à 3	-
A l'intérieur des périmètres	1,9	0,8 à 1,5	1 à 2	-	1
Dans les périmètres et à coté des cours d'eau	-	1,5 à 2	2,7	-	3

Tableau 3: Amplitude des fluctuations dans la nappe (Dieng, 1997)

La comparaison des résultats avec les observations réalisées par Illy montre une augmentation du rayon de propagation de l'influence de l'alimentation latérale par les eaux de surface en période de crue. Des variations de niveaux piézométriques sont observées même à plus de 4 km du fleuve dans la période actuelle alors qu'en 1971 et 1972, l'effet des eaux de surface n'était plus perceptible dans les nappes d'eaux souterraines au-delà de 3000 à 3500 m. Cette augmentation peut avoir deux raisons:

- L'année 1972 est relativement sèche (le débit maximum enregistré à la station de Bakel pour les années 1972 et 1988 sont respectivement de 620 m³/s et 950 m³/s.),
- Le rehaussement du niveau d'eau pendant l'étiage dans le fleuve, suite à la construction des barrages de Diama (rehaussement de la condition aval) et de Manantali (maintien du débit d'étiage) mis en service en 1986.

Le laminage de la crue dans le fleuve Sénégal a entraîné globalement une diminution du niveau maximum de l'eau dans le fleuve et par suite une diminution de l'amplitude des fluctuations annuelles dans les piézomètres ainsi qu'une diminution de l'extension des zones inondées. L'amplitude moyenne de la fluctuation calculée par Dieng pour l'année 1989 dans les piézomètres les plus proches des cours d'eau est de l'ordre de 1.7 m alors qu'en 1971 et 1972 cette même amplitude pouvait atteindre 2.3 m.

- Thiandoum (1994) a comparé les niveaux piézométriques de 1973 et de 1993 pour des piézomètres voisins donc se situant approximativement à la même distance par rapport aux cours d'eau dans la cuvette de Nianga au niveau de Podor. Il s'agit du:
 - N8S (13,5 m) dans un niveau limono-argileux et du GA241 (14m) dans un niveau silteux du Quaternaire. Il sont distants de 800 m au marigot de Namardé et de 2900 m au Doué,
 - F12 (30 m) et du GA245 (20 m) tous les deux dans un niveau silteux du Quaternaire, ils sont distants de 100 m au marigot de Ngalanka.

La figure 6 montre une tendance générale de baisse de niveau de la nappe (-2 m sur le premier site, -5 m sur le second). Cette baisse serait due aux effets de la longue période de sécheresse observée dans la zone soudano-sahélienne depuis les années 70.

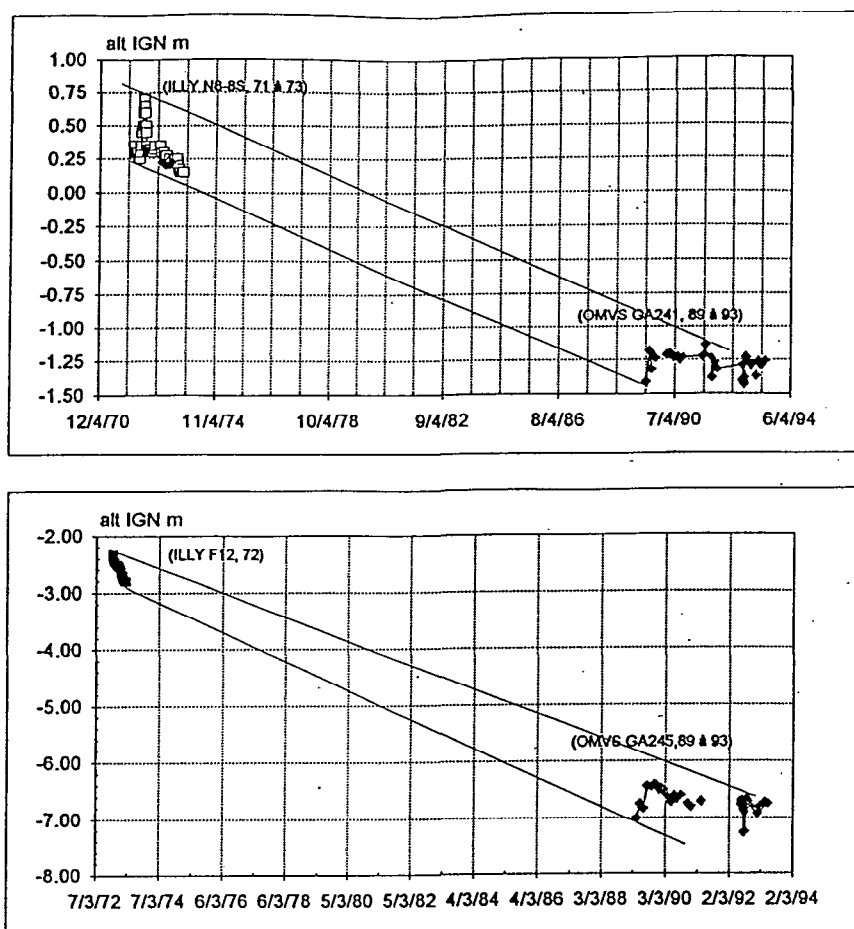


Figure 6: Comparaison des niveaux piézométriques entre les périodes de 71 à 73 et de 89 à 93

L'effet des changements climatiques et anthropiques se fait sentir de plusieurs manières sur le comportement de la nappe, baisse du niveau général, augmentation des amplitudes des fluctuations... Le caractère hétérogène du faciès de la vallée fait qu'il est important d'aborder les études comparatives avec beaucoup de précaution et de ne pas avoir tendance à les généraliser avant de les vérifier sur plusieurs points.

4. Description des cuvettes et études d'infiltration sous ces cuvettes

Malgré l'importance accordée par les auteurs à la participation des cuvettes à l'alimentation de la nappe, rares sont les études qui se sont intéressées à identifier, comprendre et quantifier les échanges entre ces dernières et la nappe.

Description des cuvettes

Une typologie des cuvettes est proposée par les équipes de l'OMVS, ORSTOM (1998) :

- Cuvette de type dépression (formant une marre résiduelle après la décrue), à une seule entrée et une sortie,
- Cuvette de type dépression (avec marre résiduelle), présentant plusieurs entrées-sorties,
- Cuvette constituant le lit majeur d'un fleuve ou défluent, sans présenter de dépression capable de garder l'eau après la décrue,
- Cuvette intermédiaire entre les deux derniers types (pas de dépression, mais séparation du lit mineur du défluent par un bourrelet de berge percé en plusieurs endroits).

- Cuvettes en chapelets

Les cuvettes présentent une croûte superficielle épaisse constituée généralement par un vertisol. Une couche argileuse compacte, située à 50-60cm, de profondeur surmonte le sable aquifère.

Avec des pluies simulées, on obtient 100% de ruissellement. Certaines mares se remplissent en eau, non pas par la crue, mais par l'eau de pluie ruisselée vers les points les plus bas.

Les périmètres irrigués sont des zones plus étudiées que les cuvettes d'inondation. On essaiera d'utiliser les observations de gens de terrain concernant ces zones pour essayer de comprendre ce qui se passe au niveau des cuvettes.

On garde à l'esprit que les zones irriguées ont la caractéristique par rapport aux cuvettes de présenter des micro-fissures en surface. Ceci est dû aux changements des conditions d'humidité du sol avec l'irrigation (succession de phases de gonflement et de dessèchement du sol). Ainsi que l'apport d'eau dans les zones d'irrigation est beaucoup plus brutal (en 2 à 3 jours) que dans les cuvettes d'inondation.

D'après P. Boivin, (Orstom), le coefficient d'infiltration dans les périmètres irrigués mesuré au laboratoire atteint 20 mm/j. L'infiltration nette dans le champ n'est guère perceptible, on l'estime à 1 mm/j. L'écart enregistré entre les deux mesures est dû en majeure partie au piégeage d'air dans le terrain.

Des mesures de profil d'humidité de sol sous les périmètres irrigués montrent qu'à 10 cm de profondeur l'humidité n'augmente pas après irrigation. Ces observations et ces constatations laissent penser que l'eau d'irrigation n'atteint pas la nappe. Mais les études piézométriques montrent une remontée de la nappe après irrigation et les études hydrochimiques montrent après irrigation un rapprochement du faciès chimique de l'eau de la nappe du faciès chimique de l'eau d'irrigation. Les eaux souterraines dans les périmètres irrigués sont fortement minéralisées et alcalisantes (classe C5S4). La submersion pour les besoins de la riziculture entraîne une recharge de la nappe. (Thiandoum, 1994)

Les micro-fissures présentes dans les sols irrigués donnent lieu à des écoulements préférentiels qui peuvent expliquer le rôle de l'irrigation dans l'alimentation de la nappe.

Suivi piézométrique sous les cuvettes

Selon Illy (1973) l'infiltration des eaux de crue est fonction de l'épaisseur de la couche d'argile et du pourcentage d'argile proprement dit. Les observations piézométriques lui ont permis de distinguer plusieurs cas:

- Dans une couche d'argile de 1,80 m et un pourcentage d'argile de 40 %, il a mesuré une infiltration de 4,3 mm/j.
- Dans une couche d'argile de 1,20 m et un pourcentage d'argile de 70 % il a mesuré une infiltration nulle.

Thiandoum (1994) a étudié l'évolution des niveaux piézométriques dans 21 piézomètres implantés dans la cuvette de Nianga entre le fleuve Sénégal et le marigot Ngalenka:

- 6 piézomètres sont installés dans le secteur de l'île à morphil située entre le Sénégal et son bras le Doué.

- 15 piézomètres sont installés dans la cuvette avec 8 dans la zone du périmètre irrigué et 7 hors périmètre.

Les formations alluviales de la cuvette de Nianga présentent une forte hétérogénéité. Les fluctuations des niveaux piézométriques sont très variables. sous la cuvette de Nianga

Dans les périmètres irrigués, les fluctuations piézométriques sont sous la dépendance du Doué et des campagnes rizicoles. La mise en eau des périmètres pour les cultures de contre-saison donne lieu à une remontée des niveaux piézométriques pendant la période d'étiage du Doué de l'ordre de 0,5m.

Hors périmètres irrigués, la variation du niveau de la nappe est dépendante de la mise en eau des cuvettes et de la distance au fleuve. Les fluctuations varient de 0,3m à 1,70 m.

Suivi du niveau d'eau dans les cuvettes

Dans le cadre de l'étude de l'OMVS, ORSTOM (1998), un suivi détaillé des niveaux et des superficies inondées a été effectué dans six cuvettes dans la zone de Podor Matam pour la crue de l'hivernage 1997. Le schéma de remplissage-vidange d'une cuvette est bien illustré par le graphique de la cuvette de Pété-Ngoui (fig. 7). Les deux courbes représentent le niveau dans le fleuve et dans la cuvette. Initialement la cuvette a été envahie par les eaux de pluie. Son niveau baisse progressivement (vidange vers le fleuve, évaporation, infiltration). Quand le niveau du fleuve dépasse le seuil d'alimentation fleuve-cuvette, la cuvette commence à se remplir. Elle poursuit son remplissage tant que le niveau dans le fleuve est supérieur au niveau dans la cuvette. Après elle amorce sa vidange. Lorsque la connexion hydraulique est rompue ($Z_{\text{cuvette}} < Z_{\text{seuil}}$), la vidange ne se fait plus que par évaporation et infiltration. On peut donc caractériser la somme évaporation plus infiltration stabilisée par la pente de la courbe du niveau dans la cuvette une fois la connexion hydraulique cuvette-fleuve est rompue.

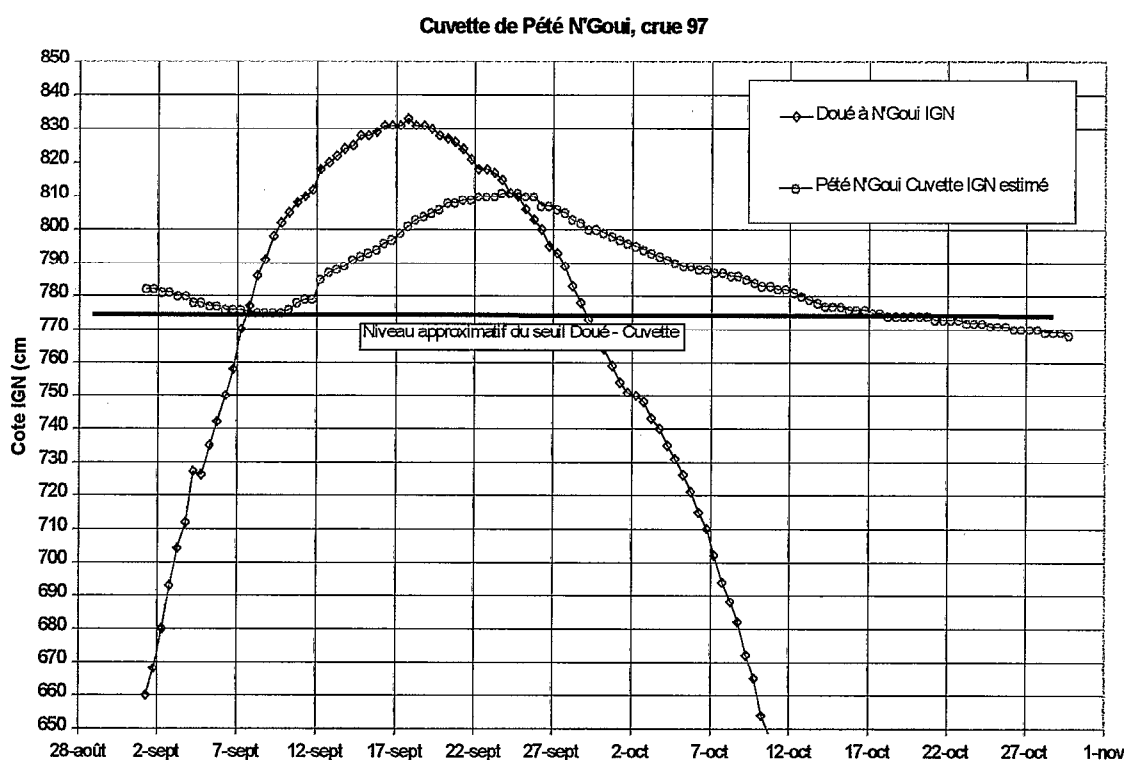


Figure 7 : Evolution du niveau d'eau dans la cuvette de Pété N'Goui

Les vitesses de baisse correspondantes et les valeurs d'infiltration pour une évaporation de 6 mm/j sont données dans le tableau 4:

Cuvette	Baisse du niveau mm/j	Infiltration approchée (mm/j)
Podor	25	19
Donaye	Pas d'échelle dans le plan d'eau résiduel	
Wawa	Connexion permanente	
Pete N'goui	6	0
M'bakhna	Pas de remplissage	
Nabadji.	8	2

Tableau 4: Baisse du niveau d'eau dans les cuvettes

Il semble donc qu'en phase finale de l'inondation, l'infiltration soit généralement faible ($< 10 \text{ mm/j}$), Toute fois, elle est variable d'une cuvette à l'autre et peut atteindre des valeurs importantes comme c'est le cas de la cuvette de Podor (19 mm). Cette différence est peut être due à la variation du facteur colmatage dans les cuvettes ou au profil piézométrique final de la nappe qui commande le gradient cuvette-nappe et donc le flux. Il est ainsi possible que la majeure partie de l'infiltration de la cuvette vers la nappe ait lieu dans la première partie de la phase d'inondation.

5. Quantification de la recharge de la nappe

• Le seul travail que nous ayons trouvé sur l'estimation de la recharge de la nappe est celui de Dieng (1997). Pour quantifier les volumes d'eau fournis à la nappe à partir du fleuve, Dieng a ajusté une loi de variation de la fluctuation du niveau de la nappe en fonction de la distance par rapport au fleuve pour la période 1986-1991 (annexe 13). Il aboutit à une fonction de type :

$$Y = 4.9471 X^{-0.2997}$$

Où Y: amplitude de la fluctuation de la nappe en m
X: distance entre le cours d'eau et l'ouvrage où est faite la mesure de Y en m.

Il suppose pour la zone d'étude, de longueur 600 km, une zone d'influence des fluctuations des niveaux des cours d'eau sur la nappe de 5 km de part et d'autre de chaque berge. Avec un coefficient d'emmagasinement égal à 0,1, il estime le volume annuel de recharge de la nappe à $330 \cdot 10^6 \text{ m}^3$.

$$(V = 2 \cdot S \cdot 600 \cdot 10^3 \cdot \int_0^{5000} Y dX)$$

Le résultat obtenu ne présente bien sûr qu'un ordre de grandeur. Les principales incertitudes attachées à cette méthode sont les suivantes:

- 1- même en l'absence de fluctuations, le seul gradient piézométrique transversal de la nappe correspond à un écoulement. L'estimation de Dieng peut donc être considérée comme une estimation basse.
- 2- l'auteur ne tient pas compte de l'apport d'eau à partir des cuvettes,
- 3- l'estimation de la fonction de fluctuation du niveau de la nappe ainsi que la largeur de la zone d'influence du fleuve restent assez subjective,
- 4- L'hypothèse de représentativité de la fonction sur toute la vallée et d'homogénéité des conditions sur la vallée sont très simplificatrice.

Il est d'ailleurs particulièrement intéressant de constater qu'une autre relation $Y(X)$ calée par Diagana (1994) donne pour les mêmes conditions des résultats totalement différents (facteur 10^{-3}).

$$Y = 0.841 \cdot 10^{(-0.10264 \cdot X)}$$

X est exprimé en Km

Le volume calculé pour les deux rives $V = 296 \cdot 10^3 \text{ m}^3$.

Les auteurs ont travaillé sur la même vallée mais peut être pas avec les mêmes piézomètres. (les piézomètres considérés ne sont cités ni dans l'une ni dans l'autre des études).

6. Estimation des surfaces inondées

Des images Spot prises pendant les crues de 1986-87 et 1988-89 ont été utilisées pour estimer les superficies inondées dans l'île à morfil située entre le Sénégal et le Doué. Un modèle mathématique a

permis par la suite de simuler les superficies connaissant les hauteurs d'eau pour les autres années. Les résultats sont récapitulés dans le tableau suivant.

	70-71	72-73	73-74	76-77	77-78	78-79	86-87	88-89	97-98
S (ha)	152021	20095	85157	38685	39974	57575	54236	86510	44000

Tableau 5 : Superficies inondées dans l'île à morfil (DIOP, 1992)

On constate l'influence directe de la sécheresse vécue par la région depuis les années 1970 sur la réduction des superficies inondées.

Les superficies inondées évoluent de façon quasi linéaire avec le niveau de crue maximum du fleuve à Podor (Fig.8)

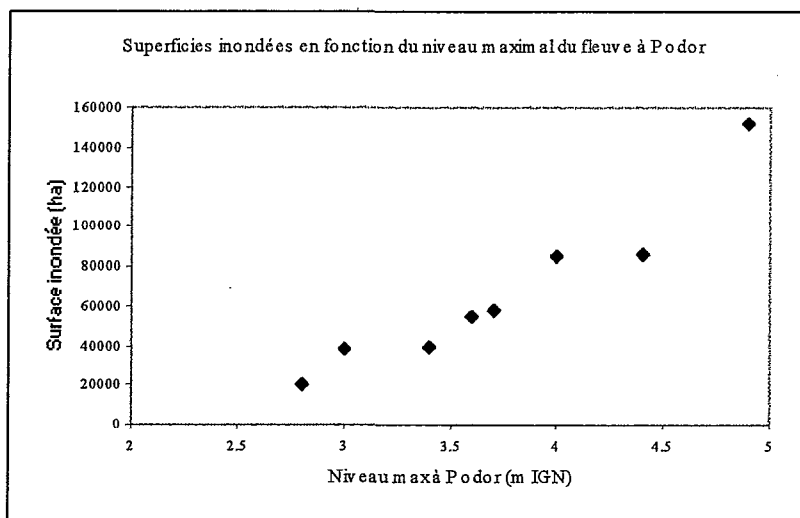


Figure 8 : Evolution de la surface piézométrique en fonction du niveau maximal du fleuve à Podor

7. Modélisation de recharge de la nappe à partir des périmètres irrigués

Deux parcelles expérimentales ont été suivies par Diaw (1996) dans le périmètre de Donaye et le périmètre d'Ouro Madio.

La parcelle du périmètre de Donaye s'étend sur une superficie de 0,33 ha cultivée de riz. Elle est équipée de 3 tensiomètres, de 4 échelles limnimétriques et de 4 piézomètres.

L'apport total (irrigation + pluie) dans la parcelle a été estimé à 1250 mm pendant la campagne d'hivernage 1995. L'amplitude moyenne des fluctuations du niveau de la nappe est estimée en moyenne à 194 cm. Pour une porosité efficace de 20 %, la lame d'eau infiltrée est de 388 mm. Si le mouvement dans la nappe est dû uniquement aux eaux d'irrigation, le taux de recharge de la nappe est estimé à 30 % de l'apport d'irrigation.

La parcelle expérimentale du périmètre d'Ouro Madio comporte deux secteurs, un cultivé en tomate et l'autre en oignons. Chaque secteur est équipé de trois piézomètres et de deux tensiomètres. Les apports d'eau totaux dans la parcelle tomate sont estimés comme équivalents à une lame d'eau de 272 mm, et ceux de la parcelle oignon à une lame d'eau de 431.8 mm. Les pressions d'eau mesurées par les tensiomètres montrent que le front d'infiltration ne dépasse pas 1.5 m. La nappe qui se trouve à environ 4m ne sera pas rechargée.

L'application d'un modèle bidimensionnel basé sur la théorie des éléments finis mixtes hybrides a permis de simuler l'évolution de la charge dans la nappe pour différentes cultures sur différents types de sol. Les volumes infiltrés dépendent du type du sol, de la culture pratiquée et du volume d'eau apporté pendant les campagnes d'irrigation.

Les simulations faites pour une parcelle de longueur 100 m montrent que dans le cas d'une riziculture sur sol léger par exemple; et pour une campagne de 120 jours, dont 80 jours d'irrigation (parcelle sous eau) et 40 jours après arrêt d'irrigation avec une lame d'eau moyenne de 120 mm/j, l'infiltration moyenne journalière est de 2.4 mm/j.

Pour un sol lourd et pour les mêmes conditions de simulation, l'infiltration est très faible (0.01 mm/j). L'eau d'irrigation ne parvient pas à la nappe.

8. Conclusion

La diversité des résultats présentés dans les études antérieures témoigne de la complexité du milieu de la moyenne vallée du Sénégal.

Les études souffrent d'un manque de données et de suivis réguliers effectués dans les règles pour répondre à des objectifs bien précis. Les auteurs ont été amenés dans beaucoup de cas à généraliser leurs observations et leurs analyses sur toute la vallée. Ce qui conduit à des calculs très grossiers et une grande divergence des résultats (cf. quantification de la recharge de la nappe).

Il existe une continuité hydraulique entre les différentes formations de la vallée. Néanmoins la présence d'argiles peut provoquer une discontinuité entre les niveaux du Quaternaire même. La complexité du milieu vient de son hétérogénéité. Les paramètres hydrodynamiques déterminés à partir des essais de pompage sont extrêmement variables et notamment le coefficient d'emménagement. Représenter la nappe dans sa complexité demande la réalisation davantage de pompages et une meilleure connaissance de la lithostratigraphie de la zone. En l'absence de données suffisantes et d'une caractérisation systématique de la nappe, on ne peut pas faire de modélisation détaillée pour étudier la nappe. On sera obligé d'effectuer une modélisation schématique. Notre système sera une formation alluviale de 30 m d'épaisseur avec une perméabilité de 10^{-4} m/s et une porosité de 5 %.

La grande hétérogénéité du milieu souterrain et la présence mutuelle de l'infiltration horizontale à partir du fleuve et de l'infiltration verticale des zones d'inondation et des périmètres irrigués rend complexe le fonctionnement hydrodynamique de la nappe. L'amplitude des fluctuations piézométriques est très variable et la corrélation de la variation de l'amplitude en fonction de la distance au fleuve n'est pas bien établie (si tant qu'elle peut l'être).

Par contre les analyses isotopiques certifient une alimentation de la nappe à partir des cours d'eau. L'alimentation de la nappe à partir du fleuve et des zones inondées est donc le mode d'alimentation prédominant. Ce paramètre pouvant bien sûr être modifié lors des utilisations du modèle de simulation.

C. Autres cas d'études analysant les échanges entre nappes et cours d'eau

Selon la quantité et la qualité des données et selon les objectifs recherchés, différentes approches peuvent être adoptées pour étudier les échanges entre nappe et cours d'eau. On a classé ces méthodes en quatre catégories: expérimentale, statistique, analytique, numérique.

1. Méthodes expérimentales

a) méthode des bilans

La méthode des bilans permet de quantifier les volumes d'eau échangés entre nappe et cours d'eau. Elle se base sur la comparaison entre les volumes écoulés entre stations hydrométriques amont et aval pour un pas de temps donné. La différence détermine les volumes échangés entre le cours d'eau et l'aquifère en tenant compte du temps de transfert entre les deux stations et des autres facteurs de perte ou d'apport d'eau:

$$V_{F \rightarrow N} = V_{am} + A_p - V_{av} - P_e$$

$V_{F \rightarrow N}$: Volume échangé entre la nappe et la rivière (L^3)

V_{av} : Volume enregistré à la station aval (L^3)

V_{am} : Volume enregistré à la station amont (L^3)

A_p : Volume des apports intermédiaires (Précipitation, affluents...) (L^3)

P_e : Volume des pertes intermédiaires (stockage dans le lit mineur, inondation, captages...) (L^3)

L'avantage de cette méthode est qu'elle peut être appliquée à tous les cas d'échange même les plus complexes entre nappe et cours d'eau. Son inconvénient est qu'elle nécessite la connaissance de tous les termes intervenant dans le bilan et notamment des courbes d'étalonnage $Q(Z)$ très fiables. La détermination de ces termes n'est pas toujours évidente et leur précision n'est pas toujours évidente.

b) Construction d'abaques

En supposant un écoulement dans la nappe perpendiculaire à l'axe longitudinal du cours d'eau, le débit échangé entre nappe et rivière dépend :

de la perméabilité K du milieu,

de la pente de la surface piézométrique s ,

de la section offerte à l'écoulement égale pour une longueur de un mètre de rive à l'épaisseur H_n de l'aquifère et des rapports de forme du système H_n/H_r et L_f/H_r . (avec L_f la largeur du fleuve et H_r la profondeur du fleuve).

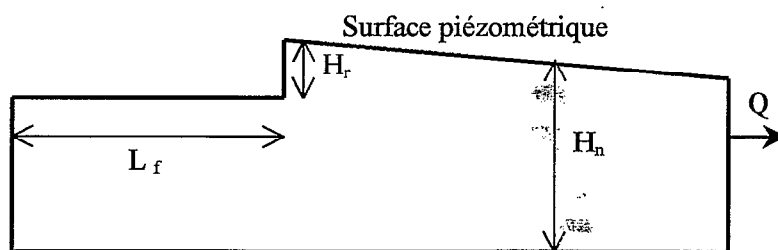


Figure 9 : Alimentation par le fleuve : Configuration réelle

Poulin (1988) a retenu une expression du débit par unité de longueur en fonction des différents paramètres. Soit :

$$Q = Q_0 f(H_n/H_r) g(L_f/H_r) \quad (2)$$

Avec $Q_0 = K_x s H_n$,

et K_x : la perméabilité horizontale de l'aquifère.

Les fonctions $f(H_n/H_r)$ et $g(L_f/H_r)$ prennent en compte les rapports de forme du système étudié mais aussi sa géométrie et l'anisotropie de la perméabilité (K_x/K_z). Elles interviennent en quelque sorte comme des facteurs correctifs de la valeur du débit.

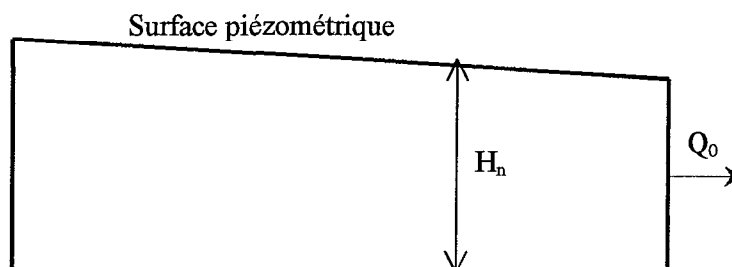


Figure 10 : Alimentation par le fleuve : Configuration relative à Q_0

Poulin propose un abaque (fig. 6) réalisé à partir de résultats correspondant à un grand nombre de couples de paramètres (H_n/H_r , L_f/H_r) pour lire la valeur du produit $f(H_n/H_r) \times g(L_f/H_r)$.

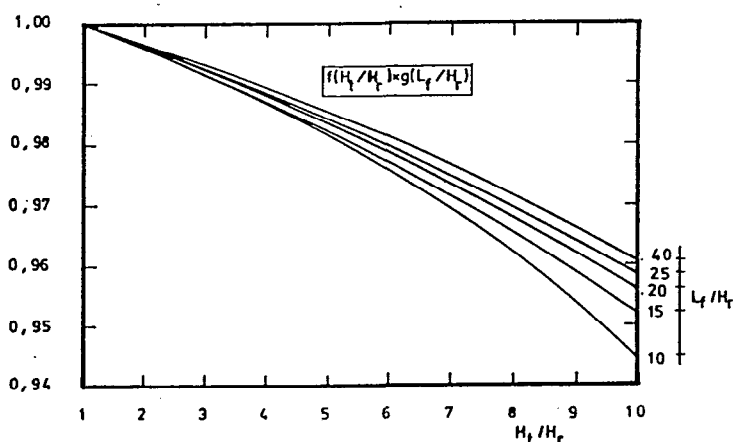


Figure 11 Abaque du coefficient de corrélation du débit en fonction des rapports de forme (H_n/H_r) et (L_f/H_r)

2. Méthode statistique

Cette méthode est employée dans le cas où on dispose d'un grand nombre de données relevées d'une façon régulière. C'est le cas de l'étude du fleuve Danube et de sa nappe d'accompagnement effectuée par Vekerdy et al (1998). Pour cette étude, l'équipe de chercheurs disposait pour la période de 1979 à 1989 d'un suivi journalier du niveau d'eau dans la nappe.

Disposant de cette base de données importante, l'équipe a cherché à déterminer les pas de temps permettant d'avoir le meilleur coefficient de corrélation entre les niveaux d'eau dans la rivière et dans la nappe pour les différents puits à différentes distances du Danube.

Les résultats montrent que, la propagation dans la nappe de la fluctuation du niveau du fleuve dans la nappe étant plus rapide pour des nappes captives ou semi-captives que pour des nappes libres, les pas de temps sont plus faibles pour les nappes à couche supérieure de texture fine. (donc captives ou semi-captives)

Plus on s'éloigne du Danube, plus le pas de temps correspondant aux meilleurs coefficients de corrélation devient important. Ceci met en évidence l'existence d'une relation entre le niveau d'eau dans le fleuve et la charge dans la nappe, qui peut être gouvernée par les lois physiques.

Les études statistiques permettent de constater l'existence des phénomènes, les lois physiques et les équations mathématiques restent indispensables pour la compréhension de ces phénomènes.

3. Méthodes analytiques.

L'équation universelle de Boussinesq décrit les écoulements souterrains. La forme monodimensionnelle de cette équation (résultant du couplage conservation de la masse, conservation de la quantité de mouvement) est celle qui est le plus souvent utilisée pour la simplicité de sa résolution.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T \frac{\partial h}{\partial x} \right) = S \frac{\partial h}{\partial t}$$

avec: h: charge hydraulique
S: Porosité efficace
t: temps
T: transmissivité de l'aquifère.

On emploie souvent la transformation de Laplace pour la résolution analytique de l'équation de Boussinesq

Dubrec et al (1991) ont étudié les échanges entre le Rhône et sa nappe accompagnante, ont employé la Les fluctuations de la rivière sont représentées par une somme de variations linéaires. La simulation de la réponse de la nappe à ces fluctuations s'appuie sur le calage du coefficient de diffusivité. Ce coefficient de diffusivité augmente avec la distance au fleuve mettant en évidence la présence d'une zone colmatée à proximité du cours d'eau de moins de 1m d'extension succédée par une zone de transition partiellement colmatée représentant la partie supérieure de la berge occasionnellement soumise aux agents colmatants lors des épisodes de crue. Au-delà de cette zone, les caractéristiques hydrauliques de l'aquifère redeviennent semblables à celles déterminées par essais de pompage sur le site.

Les ajustements de la valeur de diffusivité ont permis de visualiser le fait qu'à chaque épisode de crue le Rhône alimente préférentiellement la nappe alluviale par la partie supérieure de la berge contournant ainsi la zone la plus colmatée (lit mineur du fleuve). D'un autre côté, la variation de la température des cours d'eau sur un cycle hydrologique provoque des variations saisonnières de la diffusivité hydraulique.

Ces travaux mettent en évidence l'importance des écoulements verticaux provoqués par les inondations brutales de la partie supérieure de la berge et qui ne sont pas pris en considération dans l'équation de Boussinesq.

Vekerdy et al (1998) confirment dans leur étude de la nappe du Danube les constatations précédentes. Les valeurs de charge calculées par résolution de l'équation monodimensionnelle de Boussinesq corrélaient bien avec les valeurs observées dans le cas où le niveau d'eau pendant la crue ne dépassent pas les berges de la rivière.

Pour les forts épisodes de crue, les valeurs calculées sont plus faibles que les valeurs observées. Ce qui peut être en partie dû à la non prise en considération de l'eau apportée par les plaines d'inondation.

Rai et Singh (1994) ont résolu de façon analytique, l'équation bidimensionnelle de Boussinesq en utilisant la transformation de Laplace pour suivre l'évolution piézométrique sous une surface de recharge dont le niveau décroît de façon exponentielle.

On n'a pas retrouvé dans des travaux antérieurs une formulation analytique résolvant l'équation de Boussinesq décrivant l'écoulement à partir d'un fleuve et d'une plaine d'inondation.

4. Méthodes numériques

Devant la difficulté de mise en œuvre des résolutions analytiques, dès que le système devient complexe, la résolution numérique est le moyen le plus répandu pour étudier les échanges entre nappe et cours d'eau. Les modèles se basent sur la résolution de l'équation d'hydrodynamique souterraine.

Le modèle CANARI (CALcul NAppe RIvière) utilisé par Estève (1995) pour étudier les échanges entre la rivière Ill et la nappe phréatique est constitué de deux modules, un module rivière et un module aquifère dont la liaison est assurée par le calcul des débits échangés à l'aide de fonctions de transfert.

* l'écoulement de surface est régi par les équations de Saint Venant. Ces équations sont approchées numériquement par une méthode aux différences finies.

* l'écoulement souterrain est régi par l'équation de diffusivité de Boussinesq résolue numériquement par une méthode aux différences finies.

* Le débit échangé entre l'aquifère et le cours d'eau est proportionnel à une différence de potentiel entre le niveau de la surface libre dans le cours d'eau et le niveau piézométrique dans l'aquifère à une certaine distance de la rivière. Le coefficient de proportionnalité dépend des caractéristiques hydrodynamiques et géométriques de la section du cours d'eau.

Dans le cadre d'une étude de régulation des étiages de l'Adour, Bouchot (1993) a développé un modèle couplé écoulements de surface, écoulements souterrain où la nappe est schématisée par des réservoirs en communication entre eux et avec la rivière par des lois de type Boussinesq (cinq réservoirs transversaux par tronçon du cours d'eau). Ce modèle a été utilisé

Le modèle "Modflow" est un modèle le plus répandu d'utilisation pour des configurations de complexité variables et de schématisation très variées. Il a été établi par l'USGS (United States Geological Survey). Il est basé sur la résolution par différences finies de l'équation tridimensionnelle de Boussinesq.

Bradly (1996) a utilisé ce modèle pour simuler les flux d'eau transitant par une plaine d'inondation dans le centre d'Angleterre. Chen et Soulsby (1997) l'ont utilisé pour effectuer une analyse de risque environnemental par installation de pompes.

Le modèle est aussi souvent utilisé pour son module de transfert de solutés. Pohll et Guitjens (1994) ont utilisé Modflow pour simuler la distribution de la charge hydraulique et les vecteurs

d'advection de soluté 20 jours après irrigation. Salama et al (1993), ont simulé le schéma de restauration des terrains salés par reforestation et par pompages.

5. Conclusion

Les méthodes expérimentales et statistiques présentent l'inconvénient de nécessiter un grand nombre de données et qui ne sont pas toujours facilement mesurables (volume des apports et de pertes intermédiaires...)

La dynamique de la nappe alluviale du fleuve Sénégal est influencée par les fluctuations dans le fleuve mais aussi par le remplissage des cuvettes d'inondation.

L'objectif de notre étude est de déterminer les volumes échangés entre la nappe et le fleuve en présence des zones d'inondation. Nous cherchons à modéliser les transferts d'eau entre ces plans d'eau et la nappe.

Les méthodes analytiques et numériques sont donc les plus appropriées à notre problème. Nous déterminerons les équations d'écoulement de notre système et nous procéderons à la résolution de ces équations d'une façon analytique ou numérique.

Chapitre III.

Formalisation théorique et modélisation des processus

A. Disponibilité et critique des données

1. Documents

Le premier problème auquel on a été confronté lors de notre étude est la dispersion des fonds documentaires. Le centre de documentation de l'Orstom de Montpellier dispose d'une documentation limitée et généralement ancienne sur le fleuve Sénégal. Il a fallu consulter les chercheurs qui travaillent ou ont travaillé sur la zone pour pouvoir recueillir des études plus récentes et plus techniques.

Certaines études ont été demandées au centre de documentation de l'Orstom Dakar. Outre les problèmes de délais d'acheminement, on a été contraints d'effectuer un tri des documents qui nous paraissaient les plus importants pour notre étude. Notre recherche bibliographique n'est pas la plus exhaustive qui puisse être, mais on a tout de même essayé, avec le recours des chercheurs de terrain, de faire face à ce manque d'information pour que cela nuise le moins à la qualité de l'étude.

Nous regrettons fortement par exemple de ne pas pu avoir consulté l'étude de Illy (1973). Le travail de Illy a été cité comme référence dans quasiment toutes les études qu'on a eu entre les mains, et des analyses comparatives ont été souvent faites par les auteurs entre leurs résultats et ceux d'Illy. Ce document n'est pas disponible aux centres de documentation de l'Orstom, une copie se trouve au centre de l'OMVS à Saint Louis et on n'a pas pu l'avoir pendant la durée de notre stage. On s'est contenté de faire référence aux résultats cités par les auteurs.

2. Piézométrie

Le réseau piézométrique installé par l'OMVS dans la vallée du fleuve Sénégal entre 1986 et 1987 avec le financement de l'Agence Américaine pour le Développement International (USAID) est constitué de 569 piézomètres et 582 puits villageois dans la vallée alluviale et de 20 piézomètres et 3 forages dans le haut bassin aux environs de Manantali. On joint, en annexe 10, un tableau récapitulatif de tous les piézomètres avec leurs caractéristiques et les périodes pour lesquelles les données y sont disponibles.

Les piézomètres sont répartis dans notre zone d'étude, c'est à dire entre Bakel et Podor, en six lignes (fig.1). Le nombre de piézomètres suivis et pour lesquels on dispose de relevés est de 119. Les puits villageois n'ont pas été pris en compte dans l'analyse des données piézométriques du fait que le niveau de l'eau peut être y influencé par les puisages.

Les mesures ont commencé en octobre 1987. Elles ont été effectuées de manière quasi mensuelle pour les saisons 88-89 et 89-90 avec des lacunes en période de crue. Elles sont moins denses pour les saisons de 90-91 et de 91-92. Une campagne de mesure a été effectuée en mai 94. Le suivi s'avère d'emblée restreint pour mener une étude à échelle hydrogéologique.

Les mesures n'ont pas été effectuées pendant les périodes de crue, les valeurs maximales des niveaux piézométriques font donc souvent défaut dans les données, ce qui constitue un handicap pour étudier les corrélations du niveau de la nappe avec celui du fleuve.

Les piézomètres ne sont pas installés dans des sections transversales "propres" au fleuve, ils sont souvent placés au niveau des méandres, ou à proximité d'autres cours d'eau (affluents ou défluent du Sénégal); ce qui constitue une contrainte pour la corrélation entre le niveau de la nappe et la distance au fleuve (annexes 4 à 9).

Au niveau de Nguilogne à la ligne 3, les relevés piézométriques effectuées sur la rive droite paraissent erronés. En effet le niveau de la nappe alluviale est supérieur au niveau du sol durant toute l'année. Toutes les valeurs des relevés piézométriques doivent être critiquées et corrigées. Nous ne

disposons pas des éléments nécessaires pour effectuer ce travail, on n'a aucune information sur la qualité de recueil de ces données.

Des coupes géologiques détaillées au niveau des piézomètres font défaut. Ce qui ne facilite pas l'interprétation et la compréhension de la réponse de la nappe aux fluctuations dans le fleuve.

3. Cuvettes

Le suivi limnimitrique dans le fleuve est plus régulier, on dispose sur la toute la période de 1970 à 1997 d'un suivi journalier du niveau de l'eau dans le fleuve aux stations de Bakel, Matam, Kaédi, Ngoui, Saldé, Guédé et Podor réalisé par le service de l'hydraulique sénégalais. Les valeurs ont été critiquées, corrigées et complétées par le laboratoire d'hydrologie de l'Orstom à Montpellier. Le niveau d'eau à Waoundé a été calculé à partir de la connaissance du niveau d'eau à Bakel.

Le suivi limnimitrique fait défaut dans les cuvettes, on connaît mal la charge d'eau présente dans ces surfaces ainsi que leur étendue et leur durée de submersion. Une étude d'estimation des superficies inondées à partir du niveau dans le fleuve est en cours de réalisation. On dispose du suivi détaillé de cinq cuvettes au cours de la crue de 1997.

Dans la base de données fournie par l'OMVS, les piézomètres implantés sous les cuvettes ne sont pas signalés. Le rehaussement de la nappe sous l'influence des zones inondées n'est pas différencié des autres composantes intervenant dans la dynamique de la nappe.

4. Caractéristiques hydrodynamiques

Les paramètres hydrodynamiques de la nappe de la moyenne vallée sont peu connus. Les essais de pompage effectués par l'OMVS ont été analysés par Diagana dans sa thèse. L'auteur signale dans sa conclusion que les conditions d'application des méthodes d'essais de pompage ne sont pas respectées. Les piézomètres ont été souvent crépinés dans des formations silteuses ce qui se traduit pendant le pompage par une mauvaise libération de l'eau des formations d'où un retard de réaction à l'effet de pompage.

Les valeurs obtenues suite à l'analyse des essais de pompage de la station de Thilogne sont douteuses et ne trouvent pas d'explication hydrogéologique. Par exemple, l'emmagasinement calculé dans la nappe de l'éocène est caractéristique d'une nappe libre ($1.2 \cdot 10^{-2} \%$) alors que celui calculé dans la nappe du quaternaire est caractéristique d'une nappe captive ($2 \cdot 10^{-4} \%$).

La dynamique de la nappe est mal connue. Les courbes piézométriques proposées par Diagana (1994) (annexe 11) montrent que la nappe peut évoluer indépendamment du fleuve. Elle présente des dômes et des creux, avec une direction d'écoulement prédominante d'amont en aval, plus ou moins parallèle au fleuve.

La nappe de la moyenne vallée peut être alimentée par les eaux de la nappe de la haute vallée, ce qui conditionnerait le rehaussement de son niveau plus que l'alimentation à partir du fleuve.

Sur une autre courbe donnée par le même auteur, (annexe 12) les isopièzes de la même région entre Bakel et Saldé sont différentes. L'écoulement s'effectue perpendiculairement au fleuve dans le sens d'une alimentation de la nappe sur la rive droite.

Nous ne disposons pas d'éléments (nombre de piézomètres, qualité des mesures...) permettant de juger la crédibilité de l'une ou de l'autre des courbes. Il est nécessaire dans le futur d'effectuer une campagne de reconnaissance de la surface piézométrique.

5. conclusion

La vallée du fleuve Sénégal est un milieu complexe, on se rend compte de la rareté des éléments d'analyse notamment les relevés piézométriques en période de crue. On sera obligé dans le reste du travail d'utiliser des schémas très simplifiés pour représenter la vallée et apporter quelques éléments de réponse qui, nous tenons à le préciser, restent assez schématiques.

Pour étudier les échanges entre cours d'eau et nappe, le fleuve est supposé participer activement à la recharge et ou drainage de la nappe. Les cuvettes sont supposées aussi jouer un rôle dans l'alimentation de la nappe. L'écoulement souterrain est considéré perpendiculaire au fleuve même s'il existe clairement un flux souterrain d'ensemble amont-aval.

B. Analyse des données

Le premier travail d'analyse de données consistait à dépouiller la base de données piézométriques fournie par l'OMVS et à relever les caractéristiques des piézomètres et les dates de mesures disponibles pour la moyenne vallée (annexe10). Le nombre de piézomètres ainsi identifiés est de 119. Ils sont représentés dans les annexes 4 à 9. Les deux points les plus importants ressortant de cette analyse quantitative sont le faible nombre d'années d'observation (4 à 5 saisons) et les lacunes de mesures existantes pendant les périodes de crue.

La mise en eau des cultures irriguées signalée pendant la mesure de certains piézomètres coïncide avec la saison des pluies, ce qui paraît être en contradiction avec les pratiques culturales de la région. L'information sur l'état d'irrigation et d'inondation du sol pendant la mesure est prise avec beaucoup de méfiance.

La deuxième partie de l'étude est plus qualitative. Nous avons représenté pour les fluctuations dans les piézomètres, les fluctuations mesurées dans le fleuve à la station la plus proche ou reconstituées par interpolation entre deux stations. La corrélation entre les deux niveaux n'est pas toujours parfaite et l'effet de la distance au fleuve sur les fluctuations n'est pas évident. Pour certaines courbes, nos interrogations ne trouvent pas toujours de réponse avec les informations dont nous disposons. Dans la partie suivante, nous présenterons quelques courbes qui nous ont paru intéressantes, pour montrer à la fois la complexité du milieu, les incohérences qui peuvent exister, mais aussi les hypothèses fortes qu'on peut formuler.

1. *Corrélation entre niveaux dans le fleuve et dans la nappe*

Les niveaux dans la nappe sont bien corrélés aux niveaux dans le fleuve pour la majorité des piézomètres observés. Le rehaussement du niveau dans le fleuve pendant la saison humide s'accompagne d'un rehaussement du niveau dans la nappe. L'amplitude et le temps de réponse diffèrent d'un piézomètre à un autre en fonction des conditions d'écoulement et des conditions d'alimentation de la nappe.

Le piézomètre GA361 se situe au niveau de Waoundé. Installé dans les formations Maastrichtiennes à une distance de 700 m du Sénégal, il est profond de 29,6 m. Le pic de la nappe survient environ 20 jours après le pic du fleuve pour les deux saisons 88-89 et 89-90 et le niveau augmente respectivement pour les deux années de 2,5 m et de 2 m.

Le piézomètre GA235, se situe dans le secteur de Podor dans le périmètre irrigué de Guia. Il est installé dans le Quaternaire à une profondeur de 13,5m et à une distance de 500m du fleuve Sénégal. La propagation des fluctuations du fleuve est plus lente dans le cas du piézomètre GA 235. Le pic est atteint 40 jours après le pic dans le fleuve pour les saisons 88-89 et 89-90 et le niveau augmente respectivement de 0,5 m et 0,4 m.

Le piézomètre GA240, se situe au niveau de Podor dans la localité de Walidiala à une distance de 200 m du Doué. Il est installé dans le Quaternaire à une profondeur de 12,46 m. Il se trouve aussi dans une zone d'irrigation. Sa situation est donc assez comparable à celle du GA235, mais plus proche du fleuve.

L'augmentation du niveau de la nappe dans ce piézomètre est plus importante que celle observée dans le piézomètre GA235. Elle atteint les 2 m en 1988-1989 et le maximum du niveau dans la nappe parvient 13 jours après le maximum dans le fleuve.

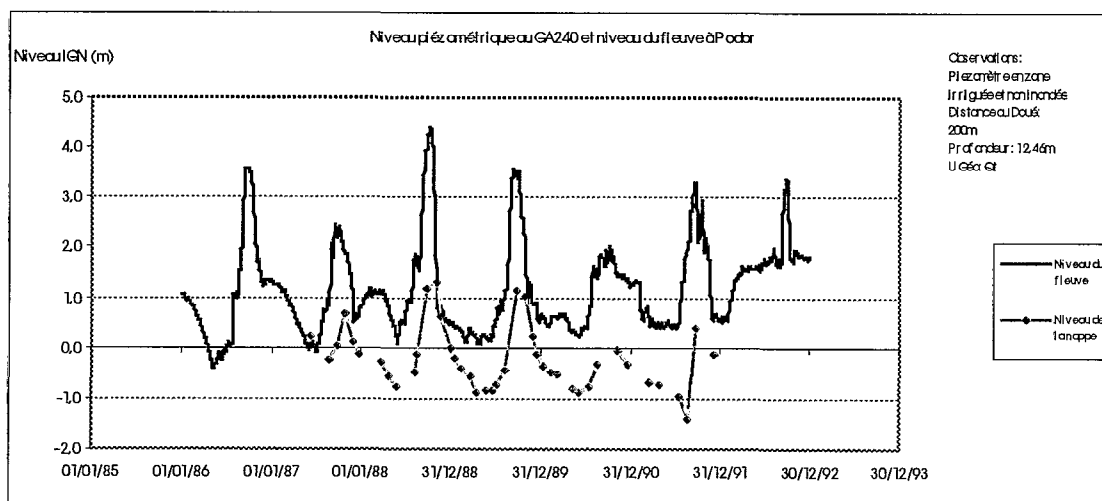
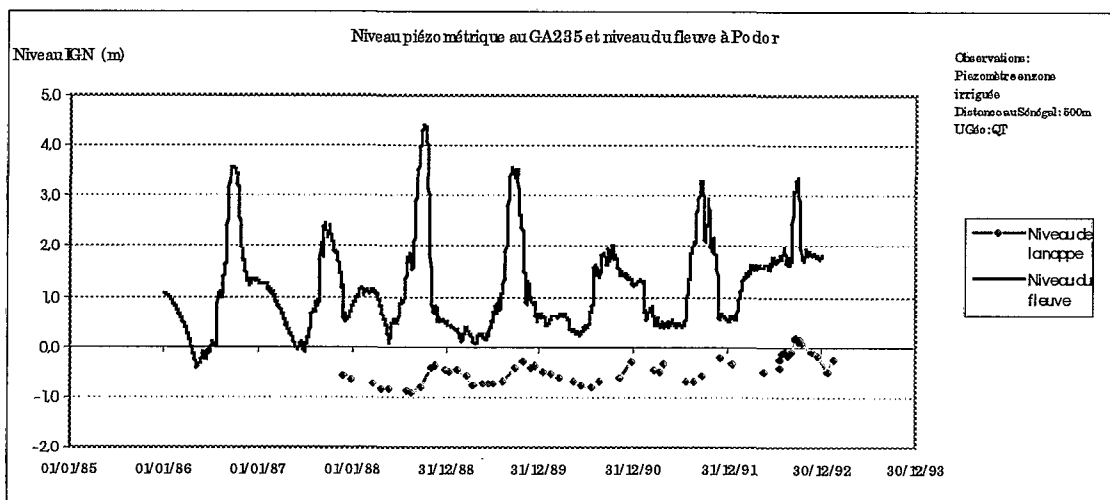
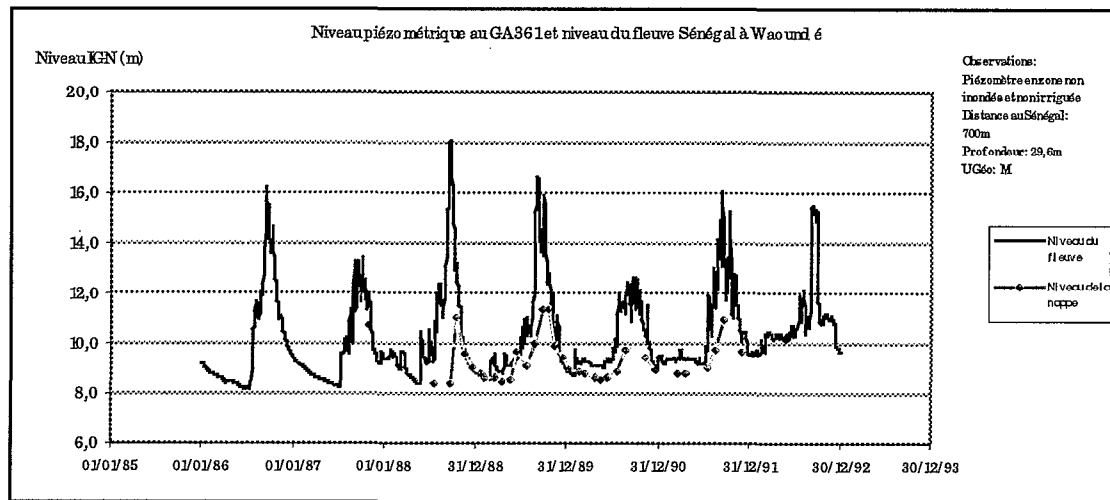


Figure 12 : Variations piézométriques au GA 361, GA 235 et GA240

2. Cas de drainage de la nappe vers le fleuve

Le fleuve alimente généralement la nappe, mais dans certains cas il la draine en période d'étiage. C'est le cas du piézomètre GA329 installé à 3000 m du Sénégal à une profondeur de 15,5 m.

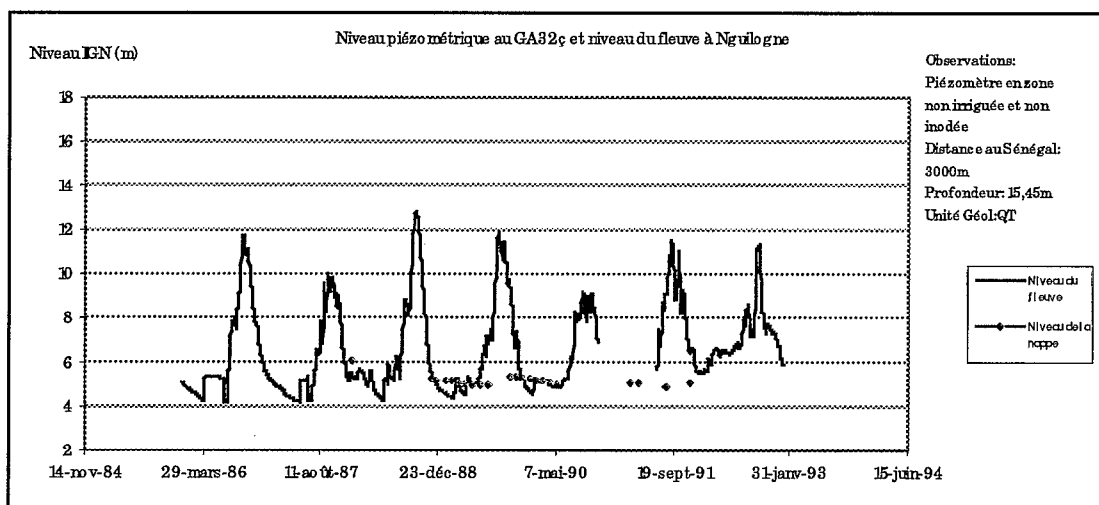
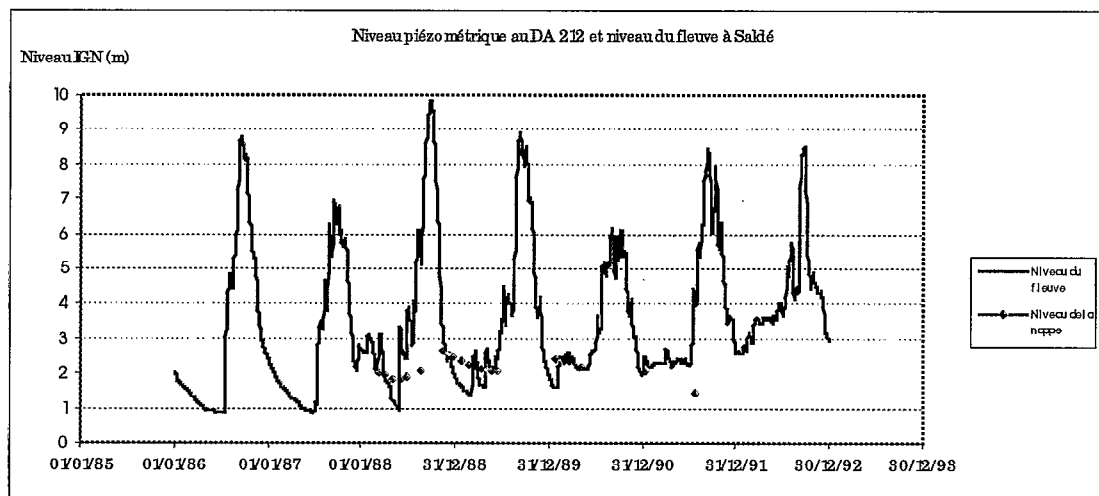


Figure 13 : Variations piézométriques au GA329

3. Incohérences

- Certaines incohérences existent parfois dans les mesures effectuées. Les piézomètres DA212 et DA213 sont installés au même point distant de 100 m du fleuve Sénégal. Ils sont profonds respectivement de 19,5 m et de 17,5 m. Mais les niveaux d'eau dans ces deux piézomètres sont très différents. A l'étiage, le niveau d'eau au DA212 est de 2 m environ, celui du DA213 est de 4 m environ. L'amplitude des fluctuations dans le DA213 semble être plus importante que dans le DA212. Pour la saison 88-89, le rehaussement du niveau d'eau est de 2m dans le DA213 et semble ne pas dépasser 1m dans le DA212.



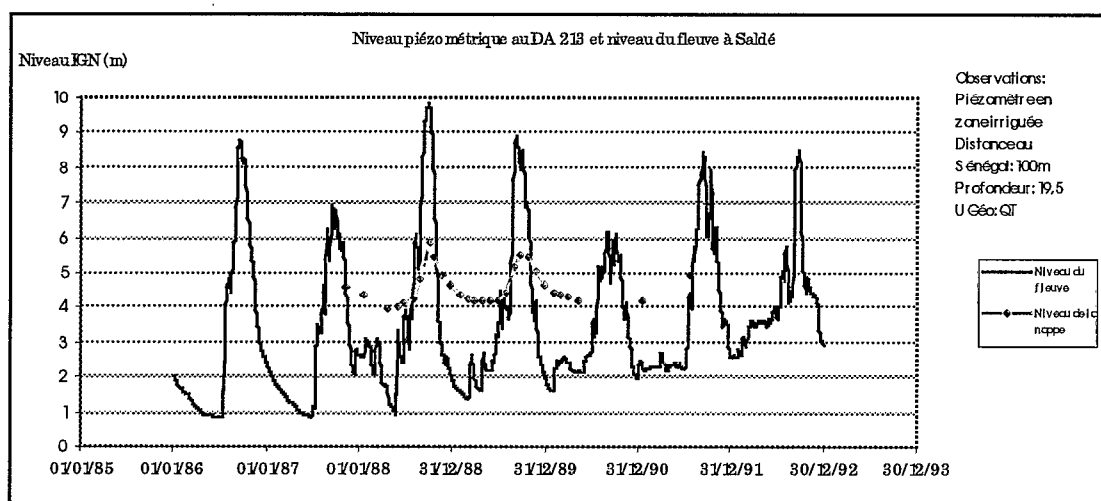


Figure 14.: Variations piézométriques dans le DA212 et DA213

A Nguiligne le niveau de la nappe dans tous les piézomètres de la rive droite est largement supérieur au niveau dans le fleuve et aussi au niveau du sol (12 m). Ces mesures sont erronées.

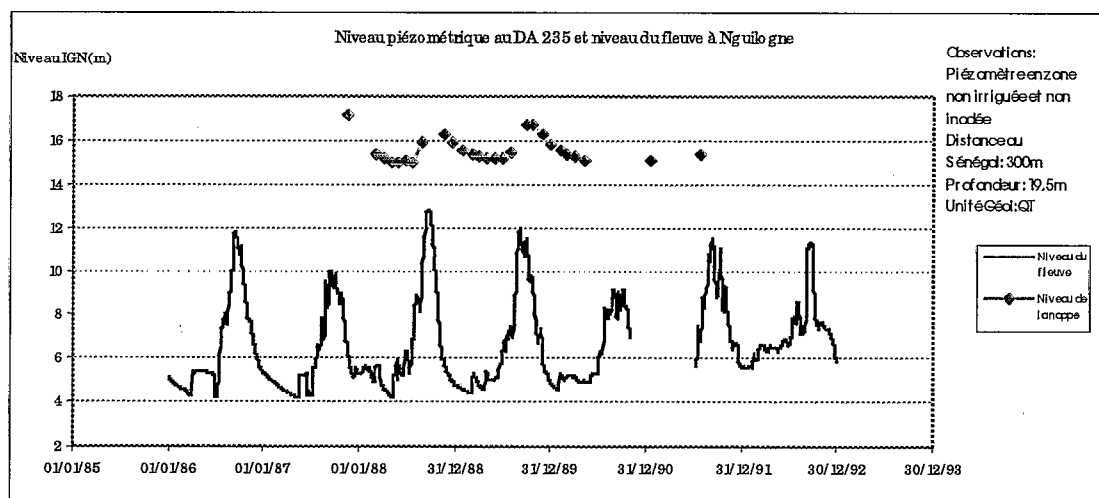


Figure 15 : Variations piézométriques au DA 235

4. Influence de l'irrigation

Le piézomètre GA225 se situe dans une zone irriguée au niveau de Podor à 800m du Doué et à une profondeur de 9,5 m. Le niveau d'eau dans ce piézomètre, pendant qu'il est supérieur au niveau dans le fleuve, continue à augmenter alors que le niveau dans le fleuve est en baisse. Il atteint pour une faible crue (1990), des fortes cotes comparables à celles des fortes crues (1988 et 1989). La nappe serait influencée plus par l'irrigation que par le fleuve.

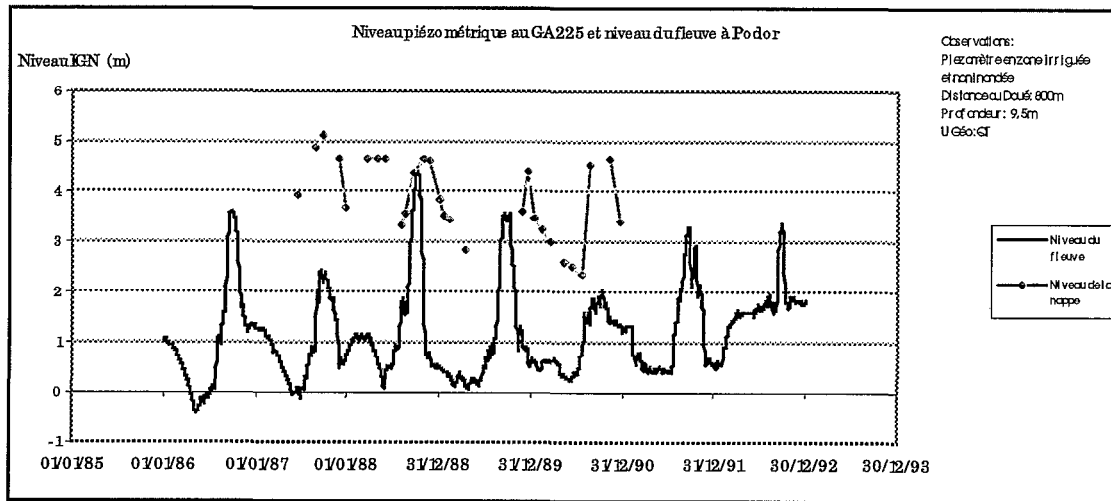


Figure 16 : Variations piézométriques au GA 225

L'effet de l'irrigation peut être observé en comparant le niveau dans les piézomètres DA167 et DA178. Tous les deux sont à distance égale du fleuve (100m) et puisent dans le Quaternaire à une profondeur respective de 8m et de 6,7m. Le piézomètre DA178 est situé dans une zone d'irrigation. Le niveau du plan d'eau est supérieur à celui dans le piézomètre DA167, et le pic est atteint plus tard dans le temps au DA178.

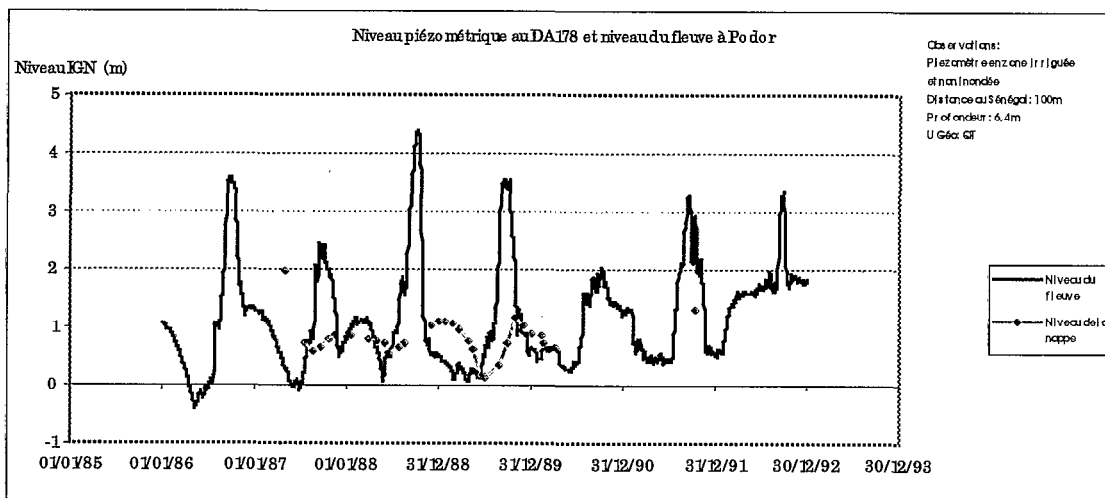
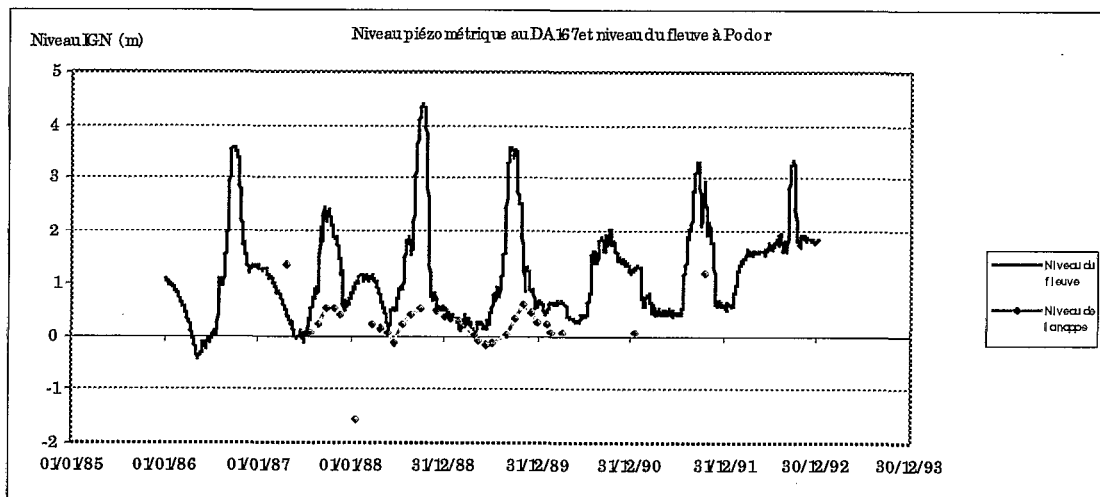


Figure 17 : Variations piézométriques en fonction de la présence ou non d'un périmètre irrigué

5. Amplitude des fluctuations en fonction de la distance au fleuve et influence de marigots secondaires

Les piézomètres DA 167 et DA166 sont installée selon une ligne perpendiculaire au fleuve à des distances respectives de celui-ci de :100, 1200 mètres. Le DA164 est installé sur cette ligne à 2200 mètres du Sénégal et à 100 m du Marigot de Koundi. Les fluctuations dans la nappe restent de même ordre de grandeur pour les trois piézomètres. Le marigot Koundi, cours d'eau secondaire, influence le niveau de la nappe au même titre que le fleuve Sénégal.

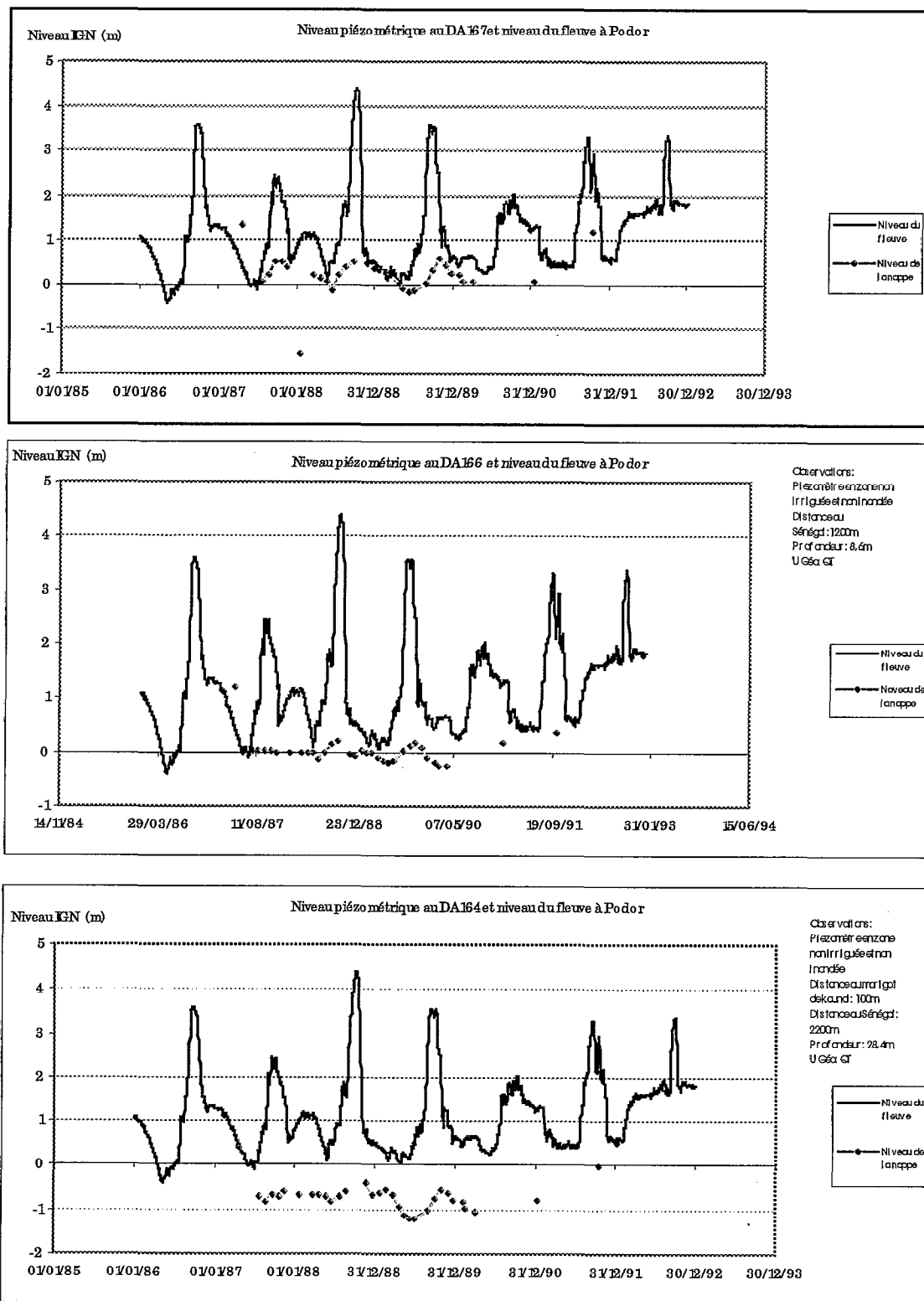


Figure 18 : Variations piézométriques en fonction de la distance au cours d'eau

6. Influence du soutien d'étiage et du barrage de Diama

L'aménagement des barrages de Diama et de Manantali a augmenté le niveau de base dans le fleuve. Cette augmentation se fait ressentir par la nappe au niveau du piézomètre GA235 installé dans le Quaternaire à une profondeur de 19,5 m. Ce qui met en évidence l'existence d'un lien entre le niveau de la nappe et celui du fleuve.

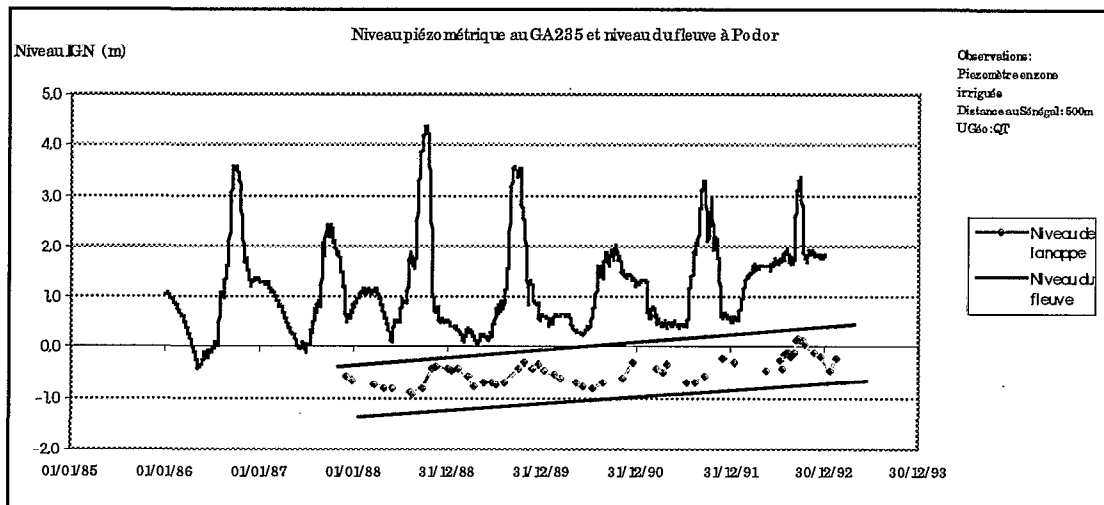
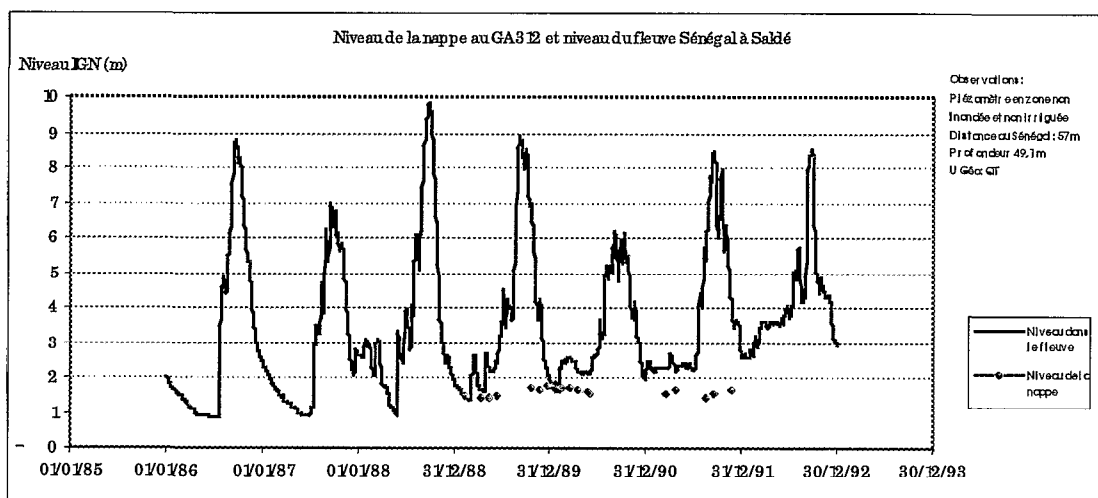


Figure 19 : Influence des barrages sur la remontée générale du niveau d'eau dans la nappe aval

7. Influence des zones d'inondation

Avec les mesures disponibles, l'influence des surfaces inondées sur la recharge de la nappe n'est pas bien distinguée. La position des piézomètres par rapport à ces surfaces pendant les mesures n'est pas définie. Le GA308 est installé à proximité d'une zone potentiellement inondable, le GA312 est installé un peu plus loin. Les valeurs dont on dispose pour ces deux piézomètres ne montrent pas une différence notable entre leurs niveaux à l'étiage et l'amplitude de leurs fluctuations.



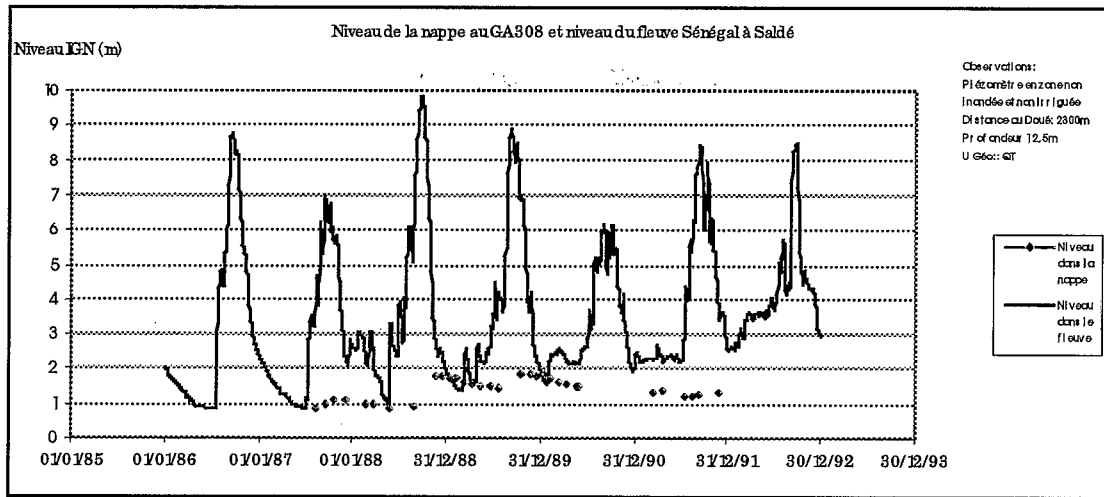


Figure 20 : Variations piézométriques avec et sans présence d'une zone d'inondation

8. Piézométrie loin du fleuve

Le piézomètre GA338 se trouve à une distance de 3300 m du marigot du Thialouguel. Il est installé dans le Quaternaire à une profondeur de 29,4 m. La cote de ce piézomètre ne varie quasiment pas dans le temps. Il serait placé hors de la zone d'influence directe des cours d'eau. Par contre à Saldé pour des distances importantes du cours d'eau (Distance au Sénégal: 3500m), la fluctuation du niveau de la nappe reste relativement importante. Elle est de 0,9 m au DA218 pour la saison de 1987 /1988.

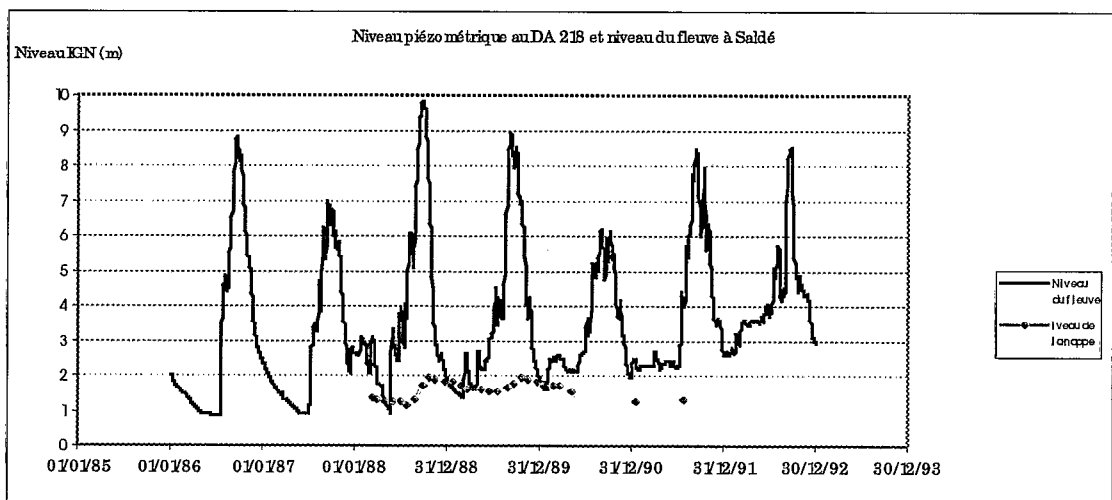
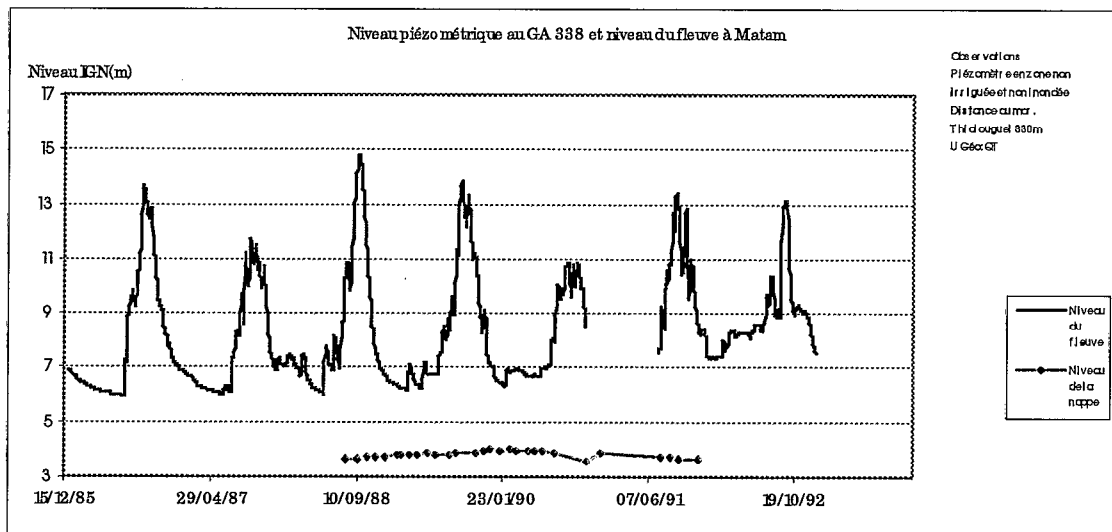


Figure 21 : Fluctuations dans la nappe à une distance éloignée du fleuve

9. Conclusion

La grande hétérogénéité du milieu fait que les hypothèses faites sur la relation entre les cours d'eau et la nappe et entre les zones d'inondation et la nappe trouvent des illustrations, parfois aussi des contre-illustrations. C'est le cas des piézomètres DA212 et DA213.

L'effet de la distance du fleuve sur l'amplitude des variations piézométriques n'est pas bien net. Pour une même distance les réponses de la nappe varient d'un piézomètre à l'autre. (GA338 et DA218). Rappelons que les relations de Dieng et Diagona sont obtenues par ajustement statistique au milieu d'un nuage de points.

Les analyses sont effectuées sans mesures pendant les périodes de crue et donc selon toutes probabilités sans les valeurs maximales de hauteur de la nappe. Ce que nous observons est une tendance générale du rehaussement de la nappe avec la crue, mais nous ne pouvons pas juger précisément de la réaction de la nappe.

L'information la plus claire est la bonne corrélation entre le rehaussement du niveau dans le fleuve et le niveau dans la nappe. L'alimentation de la nappe à partir du fleuve peut expliquer ce rehaussement mais n'exclut pas d'autres hypothèses. En effet le rehaussement dans la nappe peut être dû à une alimentation par la nappe de la haute vallée rechargée à son tour en saison humide (par des eaux évaporées peut être).

L'hypothèse la plus forte reste tout de même une alimentation de la nappe à partir du fleuve, un suivi régulier et dense de la surface piézométrique de la nappe permet de tracer les équipotentielles et déduire le sens de l'écoulement.

En raison de la complexité de la vallée du fleuve Sénégal, du défaut de données permettant de comprendre mieux le fonctionnement de la nappe et de l'absence d'une caractérisation systématique des composantes du système étudié (fleuve, zone d'inondation - nappe), nous serons amenés à adopter des hypothèses simplificatrices et à nous rabattre sur une modélisation schématique et "théorique". L'adoption de cette démarche se renforçait au fur et à mesure qu'on avançait dans les analyses des données (cf. conclusions du paragraphe "études antérieures" et "disponibilité et critique des données").

Les hypothèses simplificatrices majeures retenues sont :

- La nappe est un milieu homogène constitué d'alluvions quaternaires épais de 30 m,
- La perméabilité du terrain est de 10^{-4} m/s, la porosité est de 5 %,
- L'écoulement dans la nappe s'effectue perpendiculairement au fleuve dans un sens de drainage ou d'alimentation de la nappe selon le niveau piézométrique,
- Les cuvettes participent à l'alimentation de la nappe avec une infiltration estimée à 5 mm/j.

C. Méthodologie

Dans la suite de l'étude, la nappe est supposée être en étroite liaison avec le fleuve Sénégal sur tout son cours. Sa recharge est influencée par la mise en eau des cuvettes.

Cette hypothèse signifie l'existence d'une relation dynamique entre le niveau dans la nappe et celui dans le fleuve. Dans une première partie nous avons exploité l'idée que les deux niveaux pouvant être reliés par des fonctions de transfert. Déterminer ces fonctions de transfert permettra de quantifier la recharge de la nappe dans différentes configurations ainsi on introduit dans une première partie les expressions analytiques indispensables à l'établissement des fonctions de transfert et on présente les difficultés et les limites d'une telle démarche.

On passe par la suite à une analyse numérique. On présente les deux modèles utilisés, et les raisons pour lesquelles on a choisi de travailler avec le logiciel "Modflow".

1. *Approche analytique*

On sépare le cas d'une alimentation à partir du fleuve du cas d'une alimentation à partir d'une zone d'inondation. Pour chaque cas, seront présentées les équations d'écoulement et leurs solutions. Un dernier cas de superposition des deux modes d'alimentation sera traité.

a) *Alimentation à partir du fleuve*

En régime transitoire l'équation de Darcy pour l'alimentation linéaire d'une nappe à partir d'un fleuve s'écrit sous la forme :

$$Q(x) = -K \cdot h(x, t) \cdot \frac{\partial h(x, t)}{\partial x} = -\frac{1}{2} \cdot K \cdot \frac{\partial h^2}{\partial x}$$

Si l'on suppose les variations de h faibles devant h alors

$$Q(x) = -T \frac{dh}{dx}$$

L'équation de continuité s'écrit sous la forme :

$$\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t}$$

La combinaison des deux équations donne:

$$-\frac{\partial Q}{\partial x} = S \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{équation de Boussinesq})$$

Avec Q : le débit traversant la section offerte à l'écoulement
T : transmissivité du milieu
S : emmagasinement/porosité
 $\alpha = T/S$ est la diffusivité
h : charge
x, t : les coordonnées espace temps

Edelman cité dans l'étude de Verkedy et al (1998) propose une solution à l'équation de Boussinesq pour une variation linéaire dans le fleuve de la forme $H_f = \beta \cdot t$ et pour les conditions limites suivantes :

$$\begin{aligned} t = 0; & \quad h = 0 \quad (0 \leq x \leq \infty) \\ x = \infty; & \quad h = 0 \quad (0 \leq t \leq \infty) \\ x = 0; & \quad h = h_p \quad (0 \leq t \leq \infty) \end{aligned}$$

$$h = \beta \cdot t \cdot f(u)$$

$$\text{où } f(u) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} u e^{-u^2} - (2u^2 + 1) \cdot (1 - E(u))$$

$$\text{et } u = \frac{x}{2 \sqrt{\frac{T}{w} t}}$$

avec w la porosité du milieu

b) Alimentation par une zone d'inondation

Le passage aux coordonnées radiales pour le cas d'une alimentation à partir d'une zone d'inondation supposée circulaire donne pour l'équation de Darcy

$$Q(r, t) = -K h(r) 2\pi r \frac{\partial h}{\partial r} = -K \pi r \frac{\partial h^2}{\partial r}$$

et pour l'équation de continuité

$$-\frac{\partial Q}{\partial r} = S \frac{\partial h}{\partial t} 2\pi r$$

D'où l'équation de diffusivité:

$$\frac{\partial^2 h}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial h}{\partial r} = \frac{S}{T} \frac{\partial h}{\partial t}$$

Une solution élémentaire proposée par De Marsily est la "solution de Laplace"

$$h = C \frac{e^{-\frac{r^2}{4\alpha t}}}{t}$$

$$\text{avec } \alpha = \frac{T}{S} \text{ (diffusivité)}$$

avec $h(0, t) = 0 \quad \forall t \geq 0$

c) Alimentation par le fleuve et par une zone d'inondation

Dans le cas où on a une alimentation simultanée par le fleuve et par une zone d'inondation, le problème devient rapidement complexe.

Analytiquement la résolution de cette équation peut se faire par la méthode de superposition des images ou par l'introduction de nombre complexes. Ces solutions nécessitent une bonne maîtrise des outils mathématiques.

A ce niveau de complexité du problème, les solutions numériques deviennent très compétitives. Le but de l'étude étant de quantifier les échanges entre la nappe et le fleuve, le temps consacré à l'étude et mes modestes connaissances en outils mathématiques ne nous auraient pas permis de mener l'étude à temps. C'est pourquoi on consacre la deuxième partie de notre étude à l'analyse numérique

2. Approche numérique

Le principe des modèles comme vu précédemment est assez simple. Ils reposent sur la même équation d'hydrodynamique résolu numériquement.

Dans notre étude, un premier modèle disponible (Multic5), a été utilisé. Il s'est avéré par la suite que le modèle n'est pas très bien adapté à notre étude. L'opportunité d'utiliser un autre modèle (Visual Modflow) plus performant et plus compétitif s'est présentée. Le reste du travail a été réalisé avec ce modèle.

a) Le modèle Multic5

Le modèle Multic5 permet la simulation des transferts de pression en régime permanent ou transitoire dans un aquifère multicouche. Le programme intègre l'équation aux dérivées partielles décrivant l'écoulement bidimensionnel avec drainages, décrite ci dessous, par la méthode des différences finies appliquées à un réseau de mailles carrées régulières.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(T_x \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(T_y \frac{\partial h}{\partial y} \right) + q_h + q_b = S \frac{\partial h}{\partial t} + q$$

Où h: charge hydraulique
T: transmissivité
S: Coefficient d'emménagement
q: débit imposé
q_h: débit de drainance vers le haut
q_b: débit de drainance vers le bas

Les conditions aux limites sont de trois types, potentiel imposé, flux imposé, drain à débit limité qui constitue une condition mixte. Il permet de représenter un échange de flux avec l'extérieur susceptible d'être interrompu ou réactivé au cours de l'évolution du système.

Mis à part la lourde mise en route des simulations à l'aide de Multic5, la résolution de l'équation uniquement bidimensionnelle représente une limite pour notre étude. En effet, la zone d'inondation fait intervenir un écoulement horizontal selon deux directions et un écoulement vertical gouverné par une perméabilité verticale souvent plus faible que celle horizontale.

b) Le modèle Visual Modflow

Le visual Modflow est une version de Modflow dont l'emballage est amélioré. L'utilisation du modèle est devenue plus conviviale.

Le logiciel résout l'équation tridimensionnelle aux dérivées partielles de l'écoulement souterrain, décrite ci dessous, par la méthode de différences finies.

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(K_{xx} \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{yy} \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_{zz} \frac{\partial h}{\partial z} \right) - W = S_s \frac{\partial h}{\partial t}$$

Avec K_{xx}, K_{yy}, K_{zz} sont les conductivités hydrauliques suivant les axes x, y et z,
h : la charge,
W : les débits injectés ou pompés,
 S_s : l'emmagasinement spécifique,
t : le temps.

La discrétisation spatiale du système aquifère est effectuée par un réseau de blocs appelés mailles et, dont la localisation est donnée en terme de lignes, de colonnes, et de couches.

Dans la formulation aux différences finies, la discrétisation de l'espace temps dans un domaine continue est nécessaire. L'approximation de $\Delta h / \Delta t$ est obtenue à partir du temps précédent. Il s'agit d'une approximation par arrière, "backward difference".

$$\left(\frac{\Delta h}{\Delta t} \right)_{i,j,k}^n = \frac{h_{i,j,k}(t) - h_{i,j,k}(t-1)}{t - (t-1)} \text{ pour un noeud } i, j, k$$

D. Modélisation

Vue la complexité du milieu alluvial de la nappe du fleuve Sénégal, la rareté et les faiblesses des données dont nous disposons, il nous a paru plus intéressant d'étudier, dans un premier temps, une schématisation simplifiée du fleuve Sénégal et sa nappe et l'importance de chacun des paramètres physiques intervenant dans la modélisation. Cette approche permettra de déduire quels seront les paramètres à déterminer avec le plus de précision quand il s'agira de modéliser la nappe du fleuve Sénégal.

Dans un second temps, des valeurs de paramètres hydrodynamiques seront fixées pour déterminer les volumes échangés entre le fleuve Sénégal et sa nappe alluviale, en absence puis en présence d'une zone d'inondation. Nous étudierons l'influence de la condition initiale sur les calculs et nous finirons par une évaluation schématique (correspondant aux hypothèses et paramètres considérés lors des simulations) de l'impact de la gestion des crues du fleuve.

1. Hypothèses simplificatrices

La nappe du fleuve Sénégal est schématisée d'une façon très simplifiée. On considère un maillage carré régulier de 40 colonnes et de 50 lignes représentant une surface de 4 km de largeur et de 5 km de longueur. Une maille fait 100m de côté.

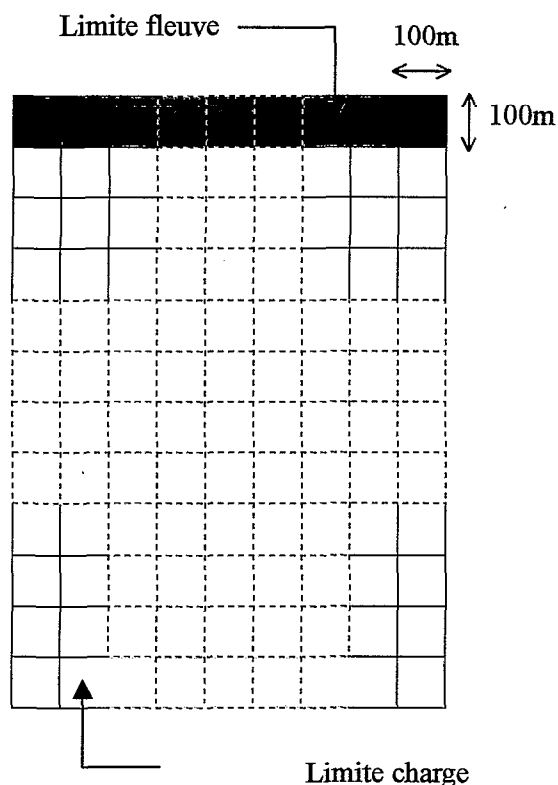


Figure 12: Maillage de la nappe

L'étude porte sur une seule rive et le lit est partagé par un plan vertical passant par l'axe du cours d'eau. Ce plan correspond à une limite à flux nul. L'écoulement dans la nappe est supposé perpendiculaire à l'axe longitudinal du cours d'eau. Cette hypothèse est extrêmement simplificatrice, si on admet que la surface piézométrique se comporte comme celle représentée par Diagona (annexe 11) et où les écoulements longitudinaux sont importants.

La nappe est représentée par une surface homogène; tous les paramètres hydrodynamiques (perméabilité k , porosité w) sont pris constants sur tout le domaine.

2. Conditions aux limites

❖ La nappe étudiée est limitée à une extrémité par une condition de fleuve. Cette condition nécessite la connaissance de la chronique des niveaux dans le fleuve ainsi que la drainance de ses berges.

En effet le fleuve laisse transiter l'eau de ou vers la nappe en fonction du gradient de charge entre le fleuve et la nappe. L'écoulement prend en considération le colmatage des berges du lit du fleuve qui sont constituées de matériaux à perméabilité probablement plus faible que ceux de la nappe. L'écoulement est représenté par un flux mono-dimensionnel fonction de la simple drainance et du gradient de charge.

La drainance, elle, est fonction de la perméabilité K de la berge, de la longueur L et de la largeur l du fleuve contenu dans une maille, et de l'épaisseur e de la berge:

$$D = \frac{Ll}{e} K \quad (\text{m}^2/\text{s})$$

L'équation de l'écoulement devient: $Q_{riv} = D [H_f - \max. (h_n, z_f)]$

Avec H_f : Charge dans le fleuve,

h_n : Charge dans la nappe,

z_f : niveau du fond du fleuve.

❖ A l'extrémité opposée du fleuve, on fait l'hypothèse que le niveau dans la nappe reste constant dans le temps. Dieng (1997) a supposé dans une étude que l'effet des fluctuations dans le fleuve ne se fait plus ressentir sur le niveau de la nappe au-delà d'une distance de 5 km. En effet, les observations piézométriques montrent que les piézomètres installés à une distance suffisamment éloignée du fleuve ne connaissent pas de fluctuations saisonnières.

Cette observation nous permet de fonder l'hypothèse suivante: à cette distance du fleuve, la charge étant constante dans le temps, la condition limite peut être considérée comme une condition de charge.

Une autre alternative serait d'imposer une condition de flux mais ce sont justement les flux que l'on cherche à déterminer.

❖ Les extrémités latérales sont considérées comme limites à flux nul. Les lignes de courant sont supposées perpendiculaires au fleuve.

3. Les paramètres hydrodynamiques

Les seules valeurs de perméabilité et de porosité/emmagasinement connues dans la vallée du fleuve Sénégal sont celles déterminées lors des essais de pompage réalisés par l'OMVS dans les formations quaternaires et éocènes. Ces valeurs, comme signalé précédemment, doivent être prises avec beaucoup de précaution car il est actuellement hasardeux de juger de leur représentativité..

Faute d'autres données, un intervalle de valeurs de paramètres hydrodynamiques comprenant celles fournies par Diagana (1994) pour la formation du quaternaire sera utilisé pour tester la sensibilité du modèle.

- La perméabilité K est comprise entre $5 \cdot 10^{-3}$ et $1.5 \cdot 10^{-2}$ m/s,
- Le coefficient d'emmagasinement S est compris entre $5.4 \cdot 10^{-5}$ et $2.2 \cdot 10^{-3}$ pour le cas d'une nappe captive, la porosité w est comprise entre 10^{-3} et 10^{-1} pour le cas d'une nappe libre (cf. partie suivante)
- La drainance du fleuve est comprise entre 864 et $8.64 \cdot 10^5$ m²/j,
- La drainance dans la cuvette est comprise entre 4.32 et 86.4 m²/j.

4. Le caractère captif ou libre de la nappe

Les faibles valeurs d'emménagement dans la vallée, révèlent le caractère captif de la nappe du Quaternaire. Néanmoins, n'ayant pas de coupes lithologiques suffisamment détaillées et vu la complexité du milieu, on pourra penser que le caractère captif de la nappe est un phénomène local et est due à la présence de lentilles argileuses.

Cas nappe libre

Pour cette raison, et faute d'autres informations plus détaillées sur la nappe du Quaternaire, cette dernière est considérée comme libre lors des premières simulations. La charge dans la nappe est toujours inférieure au toit de la formation. Les valeurs de porosité testées sont 10^{-3} , 10^{-2} et 10^{-1} .

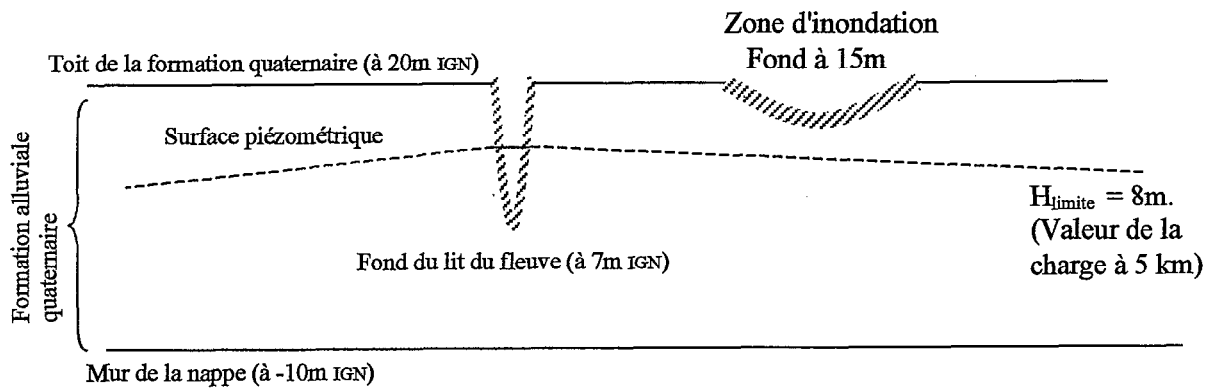


Figure 13 : Nappe en schéma libre

Cas nappe captive

On pourra représenter le cas d'une nappe captive en introduisant une deuxième couche de texture plus fine en surface.

Les coefficients d'emménagement déterminés par les essais de pompage varient entre $5,4 \cdot 10^{-5}$ et $2,2 \cdot 10^{-3}$. Les valeurs testées dans le modèle sont $5 \cdot 10^{-4}$, $5 \cdot 10^{-5}$ et $5 \cdot 10^{-6}$.

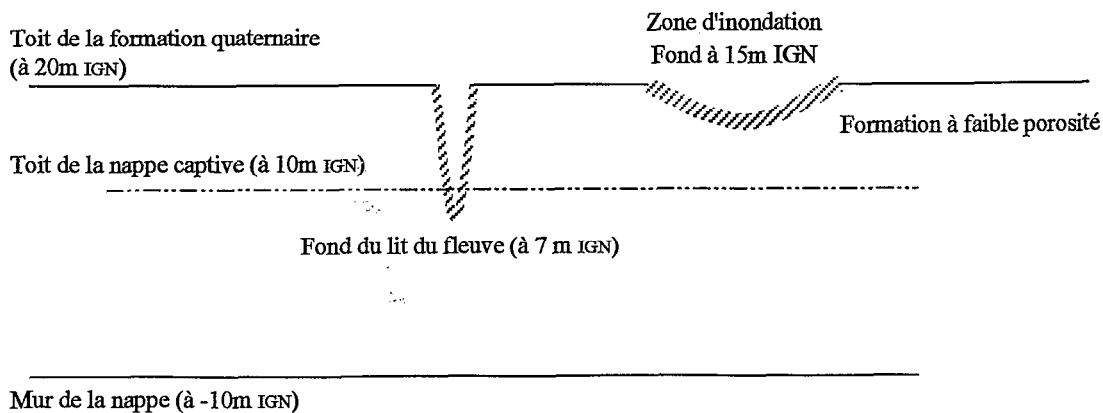


Figure 14: Nappe en schématisation captive

5. Zone d'inondation

Pour le maillage considéré, nous introduisons une zone inondée de surface 1 km². Le fond de la zone inondée est à 15 m IGN. Nous faisons l'hypothèse que la cuvette commence à se remplir dès que le niveau dans le fleuve dépasse 15,2 m. Nous gardons la surface constante dans le temps et nous faisons évoluer le niveau dans la cuvette parallèlement au niveau dans le fleuve. Quand le niveau dans le fleuve passe sous le seuil de 15,2m la cuvette demeure remplie d'eau pendant une durée de 9 jours nécessaire pour l'évaporation et l'infiltration de la lame d'eau.

Le colmatage est probablement plus fort dans les cuvettes que dans le fleuve. Nous considérons une drainance de 43.2 m²/j correspondante à une perméabilité $K_c = 5 \cdot 10^{-8}$ m/s. (Si on considère que la lame d'eau moyenne dans la cuvette est de 2 m et que pendant toute la crue il ne s'établit pas de connexion entre la surface de la nappe et le fond de la cuvette, l'infiltration ($I = K \cdot \Delta H / \Delta Z$) sera égale à 3 mm/j, ce qui est dans les ordres de grandeur des valeurs retenues précédemment (cf Description des cuvettes et études d'infiltration sous ces cuvettes).

6. Exemple de paramètres entrées et sorties d'une simulation

Les paramètres d'entrée d'une simulation sont :

- la chronique de variation du niveau dans le fleuve et la drainance de ses berges,
- la chronique de variation du niveau dans la cuvette et la drainance de son fond,
- les paramètres hydrodynamiques de la nappe (porosité, perméabilité).

Les paramètres de sortie sont

- le charge dans la nappe,
- les flux dans chacune des mailles

7. Conditions initiales

Les charge de la nappe obtenue en régime permanent obtenu pour une charge dans le fleuve de 10 m et une charge de la nappe à 5 km du fleuve de 8 m, est introduite comme condition initiale dans le modèle.

E. Tests de sensibilité pour une nappe libre

Devant l'incertitude attachée aux valeurs des paramètres hydrodynamiques, une étude de sensibilité est indispensable pour mieux estimer les gammes de variations des sorties en fonction de ces paramètres avant d'aborder des scénarios hydrologiques. Une étude de sensibilité systématique est très lourde et nous nous sommes volontairement limités au cas de l'échange fleuve-nappe (pas de zone d'inondation) et à l'impact de la variation des paramètres sur les sorties piézométriques.

Les tests de sensibilité ont été effectués sur les paramètres intervenant dans le calcul de la charge, c'est à dire la perméabilité K , la porosité w et la drainance D .

La sensibilité du modèle est déterminée suite à la modification d'un seul paramètre, les autres restant inchangés.

Le modèle est testé pour le cas d'un échange entre la nappe et un cours d'eau. Pour effectuer ces tests, nous avons reproduit une chronique simplifiée du fleuve Sénégal à Waoundé pour une année humide (1997-1998). Le niveau dans le fleuve, comme l'indique la figure 25, fluctue entre une valeur minimale de 10 m et une valeur maximale de 18.7 m. La phase de montée dure 51 jours. La descente est plus lente, elle se produit en 111 jours. Le limnigramme est découpé en 19 phases.

La charge imposée à la condition limite aval est à la cote 8m. Cette charge était relevée dans le puits GB750 se situant sur la ligne piézométrique 1 et distant de 7,3 km du fleuve Sénégal.

En régime permanent, le niveau à la limite amont dans le fleuve est à 10 m. La charge à la limite avale dans la nappe est à 8 m. L'écoulement s'effectue dans le sens du fleuve vers la nappe. En régime transitoire le niveau dans la nappe peut augmenter pour dépasser celui du fleuve. Le sens de l'écoulement s'inverse et on assiste à un drainage de la nappe par le fleuve.

Le niveau dans la nappe est suivi dans les mailles des lignes 10, 20, 30 et 40 à la fin des phases 2, 5 (pendant la montée), 9 (juste avant le pic dans le fleuve), 10 (pendant le pic, 11 (juste après le pic) et 18 (pendant la descente). Les tests de sensibilité sont effectués en comparant les niveaux dans ces mailles pour des simulations différentes.

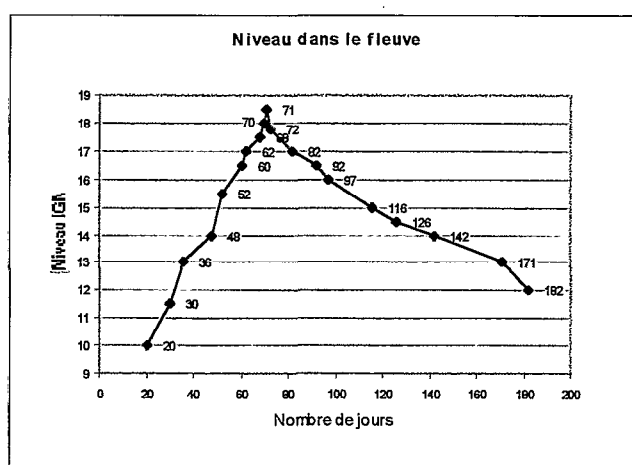


Figure 15 : Variation du niveau dans le fleuve.

Le critère de comparaison entre deux simulations est la moyenne des écarts piézométriques en 4 mailles et 6 phases (moyenne de 24 valeurs).

1. Sensibilité à la drainance

La valeur de la drainance est calculée par la formule établie précédemment

$$D = \frac{Ll}{e} K \quad (\text{m}^2/\text{j})$$

La perméabilité horizontale du milieu est comprise entre 10^{-4} et 10^{-1} m/s. Le rapport entre la perméabilité horizontale et celle verticale est pris égale à 10.

Nous considérons que le colmatage des berges diminue la perméabilité du milieu d'un facteur 10. Ce qui nous ramène à une perméabilité des berges comprise entre 10^{-6} et 10^{-3} m/s.

En considérant l'épaisseur des berges égale à 1 m, la valeur de la drainance sera comprise entre $8,64 \cdot 10^2$ et $8,64 \cdot 10^5$ m²/s pour une maille carré de 100 m de coté.

La porosité/emmagasinement varie entre 10^{-2} à 10^{-5} . Les simulations sont effectuées avec des faibles valeurs de porosité même si pour celles ci la libération de l'eau devient très faible, et que la nappe devient plutôt captive et c'est l'emmagasinement qui devrait intervenir.

Le résultat des simulations est récapitulé dans le tableau suivant:

D variant de (K, w)	$8,64 \cdot 10^2$ à $8,64 \cdot 10^4$ m ² /j	$8,64 \cdot 10^4$ à $8,64 \cdot 10^5$ m ² /j	$8,64 \cdot 10^3$ à $8,64 \cdot 10^2$ m ² /j
(10^{-4} , 10^{-4})	-	-	-
(10^{-4} , 10^{-3})	-	-	-
(10^{-4} , 10^{-2})	-	+	+++
(10^{-3} , 10^{-4})	-	-	++
(10^{-3} , 10^{-3})	-	-	++
(10^{-3} , 10^{-2})	-	-	++
(10^{-2} , 10^{-4})	-	+	+++
(10^{-2} , 10^{-3})	-	+	++
(10^{-2} , 10^{-2})	-	-	+++

Tableau 6 : Sensibilité à la drainance

Avec:

- : Variation de la charge dans la nappe < 20 cm
- + : Variation de la charge dans la nappe comprise entre 20 et 70 cm
- ++ : Variation de la charge dans la nappe comprise entre 70 et 150cm
- +++ : Variation de la charge dans la nappe > 1,5m.

Les tests montrent que la valeur de la drainance influence beaucoup les résultats de calcul notamment quand elle est déterminée pour un colmatage fort. (D varie entre $8,64 \cdot 10^2$ et $8,64 \cdot 10^3$).

La Charge s'est vu, par exemple, diminuer de 3m en passant d'une drainance de $8,64 \cdot 10^3$ à une drainance de $8,64 \cdot 10^2$ pour une perméabilité de 10^{-2} m/s et une porosité de 10^{-2} .

Le modèle est donc très sensible à la drainance quand le colmatage est fort. N'ayant pas un idée sur le degré de colmatage des berges dans le fleuve Sénégal, la sensibilité de notre modèle aux autres facteurs hydrodynamiques a été testée en considérant deux valeurs de drainance:

- une forte: $8,64 \cdot 10^4 \text{ m}^3/\text{j}$. Elle se situe dans la gamme des valeurs pour les quelles le modèle n'est pas trop sensible.
- une faible: $8,64 \cdot 10^2 \text{ m}^3/\text{j}$. Le modèle est très sensible dans cette gamme de valeurs à la variation de la drainance.

2. Sensibilité à la perméabilité

L'intervalle des valeurs de perméabilité retenues pour les simulation est de 10^{-4} à 10^{-1} m/s. Les premiers tests de simulation sont effectués avec une drainance de $864 \text{ m}^3/\text{j}$, elle correspond à une perméabilité dans les berges de 10^{-6} m/s. Les résultats des simulations sont données dans le tableau suivant:

K variant de	10^{-4} à 10^{-3}	10^{-3} à 10^{-2}	10^{-2} à 10^{-1}
w	m/s	m/s	m/s
10^{-1}	+++	+++	+++
10^{-2}	+++	+++	+++
10^{-3}	+	+++	+++
10^{-4}	+	+++	+++

Tableau 7 Sensibilité à la perméabilité pour une drainance de $864 \text{ m}^3/\text{j}$

Avec:

- : Variation de la charge dans la nappe < 20 cm
- + : Variation de la charge dans la nappe comprise entre 20 et 50 cm
- ++ : Variation de la charge dans la nappe comprise entre 50 cm et 100m
- +++ : Variation de la charge dans la nappe > 1m

Le modèle est très sensible à la variation de la perméabilité pour une faible drainance. Quand la perméabilité augmente les charges augmentent. Pour une variation d'un facteur 10 de la perméabilité, la variation de la charge est souvent supérieure à 1m. Elle atteint 2.65m quand la perméabilité varie de 10^{-4} à 10^{-3} m/s pour une porosité de 10^{-1} .

Les tests de sensibilité sont ensuite effectuées pour les mêmes valeurs de perméabilité et de porosité, avec une drainance de $8.64 \cdot 10^4 \text{ m}^3/\text{j}$. Elle correspond à une perméabilité de berges égale à 10^{-4} m/s. On obtient les résultats suivants.

K variant de	10^{-4} à 10^{-3}	10^{-3} à 10^{-2}	10^{-2} à 10^{-1}
w	m/s	m/s	m/s
10^{-1}	+++	++	+
10^{-2}	+++	++	+
10^{-3}	-	-	+
10^{-4}	-	-	+

Tableau 8 Sensibilité à la perméabilité pour une drainance de $86400 \text{ m}^3/\text{j}$

Avec:

- : Variation de la charge dans la nappe < 20 cm
- + : Variation de la charge dans la nappe comprise entre 20 et 50 cm
- ++ : Variation de la charge dans la nappe comprise entre 50 cm et 100m
- +++ : Variation de la charge dans la nappe > 1m

Le modèle est moins sensible à la variation de la perméabilité quand le colmatage est faible. Pour une variation de perméabilité entre 10^{-2} et 10^{-1} m/s, la moyenne de variation dans la nappe est de 40cm.

Cette diminution de sensibilité avec l'augmentation de la drainance peut être expliquée par le fait que les berges laissent transiter un débit d'eau plus grand, ce qui atténue l'effet de la perméabilité sur la variation de la charge.

3. Sensibilité à la porosité

La première série de tests est effectuée avec une drainance de $864 \text{ m}^3/\text{j}$. La porosité varie entre 10^{-4} et 10^{-1} . Les résultats des simulations sont donnés dans le tableau suivant.

w variant de	10^{-4} à 10^{-3}	10^{-3} à 10^{-2}	10^{-2} à 10^{-1}
K (m/s)			
10^{-2}	+++	+++	+++
10^{-3}	++	+++	+++
10^{-4}	++	+++	+++

Tableau 9 sensibilité à la porosité pour une drainance de $864 \text{ m}^3/\text{j}$

Avec:

- : Variation de la charge dans la nappe entre deux simulations < 20 cm
- + : Variation de la charge dans la nappe entre deux simulations comprise entre 20 et 50 cm
- ++ : Variation de la charge dans la nappe entre deux simulations comprise entre 50 et 100cm
- +++ : Variation de la charge dans la nappe entre deux simulations > 1m.

Le modèle est très sensible à la porosité aussi pour des faibles valeurs de la drainance. La variation de charge est très souvent supérieure à 1m.

Le test de sensibilité a été effectué pour le cas où le colmatage dans le fleuve est important. La perméabilité verticale de la zone colmatée étant prise à $10^{-4} \text{ m}^3/\text{s}$, la drainance est égale à $864 \text{ m}^3/\text{j}$.

w variant de	10^{-4} à 10^{-3}	10^{-3} à 10^{-2}	10^{-2} à 10^{-1}
K (m/s)			
10^{-2}	-	-	++
10^{-3}	-	++	+++
10^{-4}	-	+++	+++

Tableau 10 sensibilité à la porosité pour une drainance de $86400 \text{ m}^3/\text{j}$

Avec:

- : Variation de la charge dans la nappe entre deux simulations < 20 cm
- + : Variation de la charge dans la nappe entre deux simulations comprise entre 20 et 50 cm
- ++ : Variation de la charge dans la nappe entre deux simulations comprise entre 50 et 100cm
- +++ : Variation de la charge dans la nappe entre deux simulations > 1m.

Le modèle est moins sensible pour la variation de la porosité dans le cas de faibles colmatages que pour la variation de la perméabilité. Mais encore une fois, le modèle est moins sensible pour des faibles colmatages, ce qui peut s'expliquer par l'augmentation du débit transitant.

4. Conclusion

Le colmatage des berges est un facteur très important, il influence beaucoup la charge de la nappe en particulier quand il est fort.

La bonne appréciation et la bonne estimation du colmatage sont donc d'une importance capitale pour mener des bonnes simulations.

Plus le colmatage est fort, plus le modèle est sensible à la fois à la perméabilité et à la porosité. Dans ce cas, les valeurs de ces paramètres doivent être à leur tour bien appréciés.

Chapitre IV.

Analyse théorique de l'impact de la gestion de la crue sur la recharge de la nappe

A. Quantification de la recharge de la nappe

La schématisation de nappe libre est retenue pour les premières simulations de la nappe alluviale du fleuve Sénégal. Cette schématisation est la moins complexe et exige la connaissance de moins de paramètres.

Les paramètres hydrodynamiques ne sont pas bien connus dans la nappe du Sénégal. Pour la suite des simulations les valeurs suivantes sont retenues:

- la perméabilité horizontale est égale à 10^{-4} m/s, la perméabilité verticale est dix fois plus faible ($K_v = 10^{-5}$ m/s)
- La porosité est égale à 5 %.

L'épaisseur de la couche colmatée du lit du fleuve est de 1m. Nous supposons que le colmatage réduit d'un facteur 10 la perméabilité verticale du matériau des berges, la perméabilité devient égale à 10^{-6} ms⁻¹, la drainance est égale à 864 m²/j.

Les fluctuations dans le fleuve Sénégal au niveau de Waoundé pour la saison 1998/1989 sont reproduites dans le modèle pour quantifier la quantité d'eau qui passe dans la nappe. La durée des simulations est d'une année.

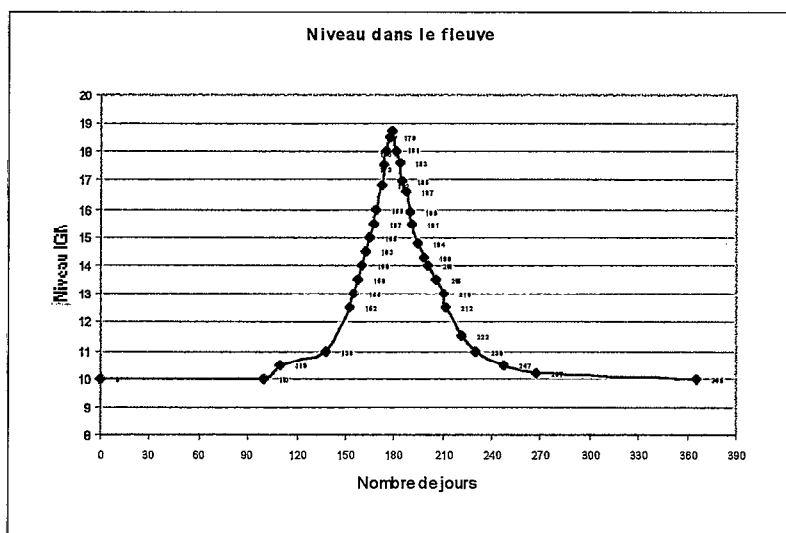


Figure 16 Variation du niveau dans le fleuve

Une zone inondée est introduite dans le maillage. De forme carrée, elle couvre une superficie de 1 km² et elle est distante de 400 m au fleuve.

Nous supposons que le problème est symétrique par rapport aux limites Est et Ouest. Autrement dit il existe deux zones d'inondations à 4 km de chaque côté du maillage considéré.

La zone inondée est supposée se mettre en eau à partir du moment où le niveau dans le fleuve dépasse 15,2 m. Le niveau d'eau dans la cuvette suit alors le niveau dans le fleuve. Quand le niveau dans le fleuve descend en dessous de 15,2 m, la cuvette reste à un niveau de 15,2 m. La lame d'eau disparaît par infiltration et évaporation après 9 jours. Il s'agit bien sûr d'une scématisation forte : dans la réalité le niveau dans la cuvette est une fonction dynamique du niveau dans le fleuve, la surface

inondée de la cuvette varie au cours du temps, enfin l'eau peut rester assez longtemps après la déconnection hydraulique entre le fleuve et la cuvette.

Le colmatage est probablement plus fort dans la cuvette que dans le fleuve. L'eau envahit les cuvettes en apportant des éléments fins et elle y stagne. Pour étudier l'influence du colmatage sur la recharge de la nappe, les simulations sont effectuées avec des valeurs de drainance dans la cuvette (Dc) 10, 50 et 100 fois plus faibles que la drainance des berges du fleuve.

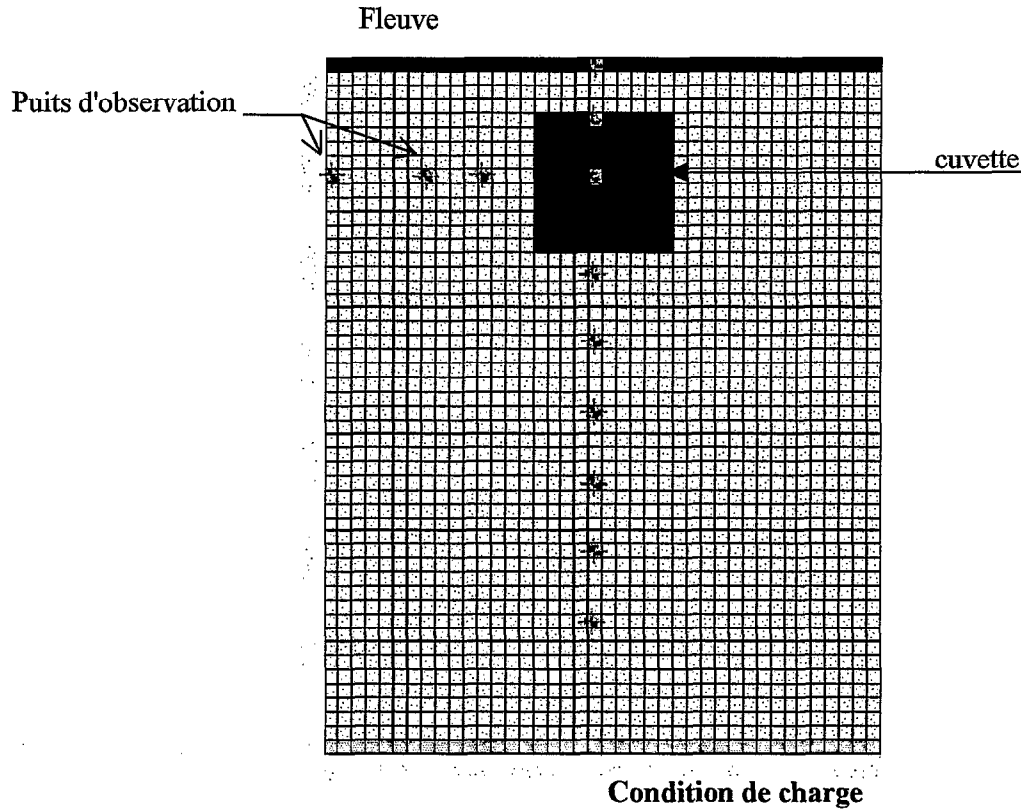


Figure 17 : Maillage de la nappe avec présence d'une zone d'inondation

1. Vérification de la cohérence de la condition de charge imposée en limite aval pour les paramètres utilisés

En condition limite opposée au fleuve (à 5000 m du fleuve), on a imposé une condition de charge constante à la cote 8 m. Pour toutes les simulations effectuées, le réalisme de cette condition aval est vérifié. En effet à partir de 3 km la charge dans la nappe reste quasi invariable pour toute la durée de la simulation. Il ne se produit pas d'artefact à proximité de la condition limite qui peut se traduire par une variation brusque des gradients de charge. Toutefois si on simulait la même chronique de niveaux dans le fleuve pendant plusieurs années, les niveaux piézométriques à une date donnée se stabiliseraient à des valeurs différentes de celles obtenues pour une année de simulation. Les valeurs de volume annuel infiltré seraient également différentes (cf. influence de la condition initiale).

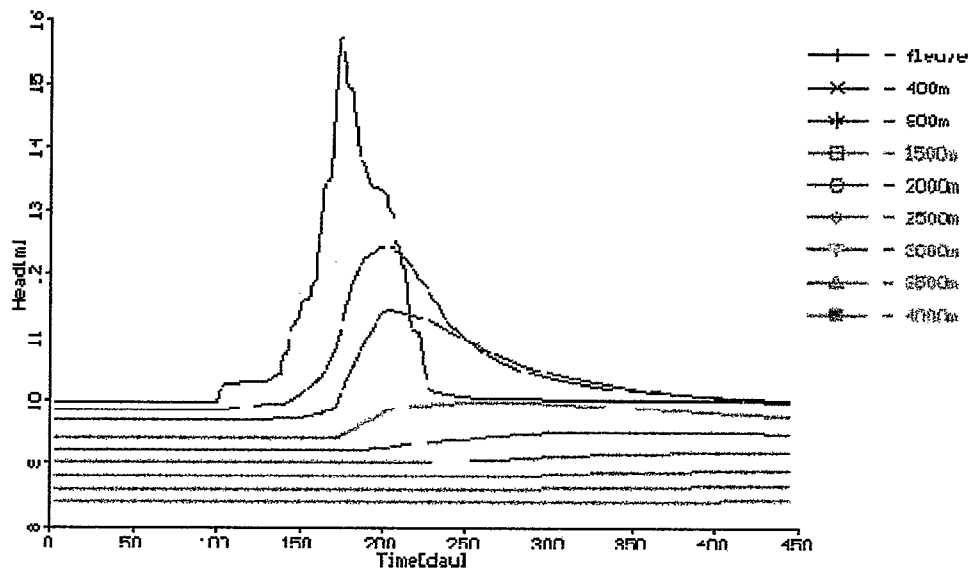
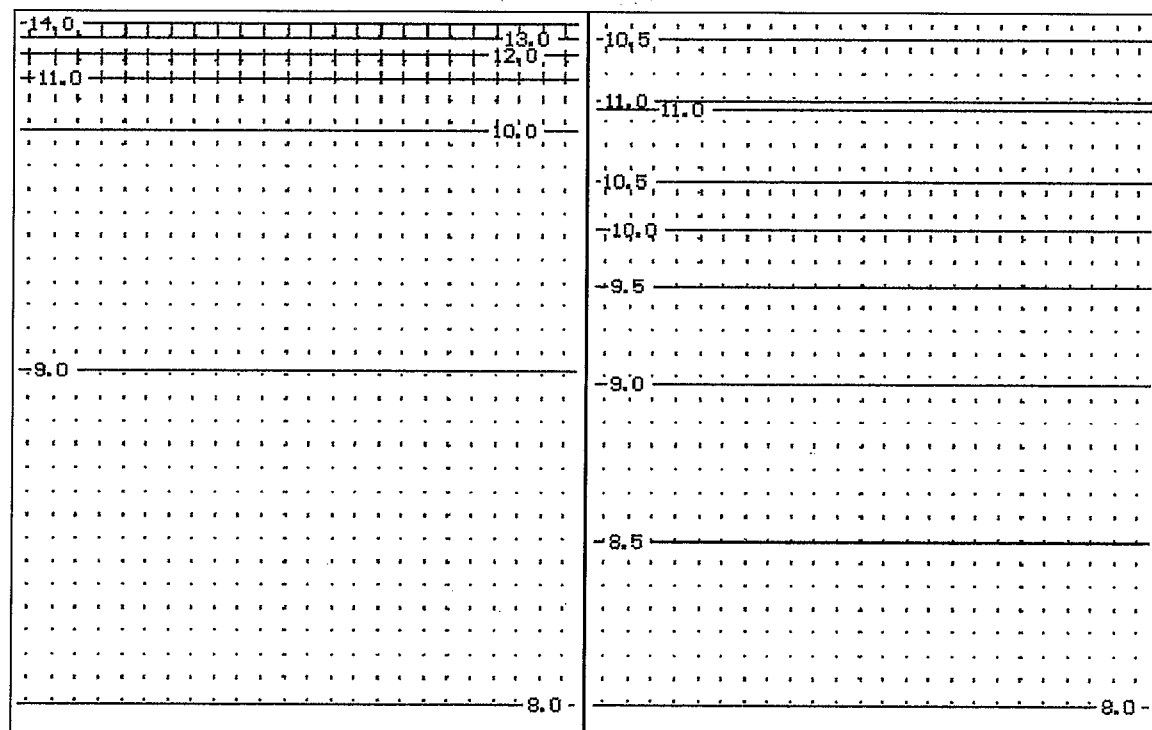


Figure 18 Exemple de variation de la charge dans le temps à différentes distances du fleuve pour le cas d'une alimentation à partir du fleuve et de la cuvette à drainance $D_c = 8,64 \text{ m}^2/\text{s}$.

2. Evolution de la surface piézométrique

L'évolution de la surface piézométrique est assez complexe et dépend des valeurs des paramètres hydrodynamiques intervenant dans la simulation.

En présence seule du fleuve, les lignes de courant sont perpendiculaires à celui-ci. En régime permanent le niveau dans le fleuve est supérieur au niveau dans la nappe. L'écoulement s'effectue dans le sens fleuve-nappe. Pendant la phase de montée en régime transitoire, le niveau dans le fleuve ainsi que dans la nappe augmentent mais la charge dans le fleuve reste toujours plus importante (cas a, fig. 29) et l'écoulement s'effectue du fleuve à la nappe. En phase de descente, le niveau dans la nappe peut devenir supérieur au niveau dans le fleuve et on assiste à un inversement local du sens de l'écoulement (cas b, fig. 29).



a) Phase de montée (t= 163j)
Niveau dans le fleuve : 14,5 m
(Ecoulement dans le sens fleuve - nappe)

Phase de descente (t = 270j)
Niveau dans le fleuve : 10,2 m
(Ecoulement dans le sens nappe - fleuve dans la partie amont du maillage)

Figure 19 : Evolution de la surface piézométrique dans le cas d'une alimentation à partir du fleuve

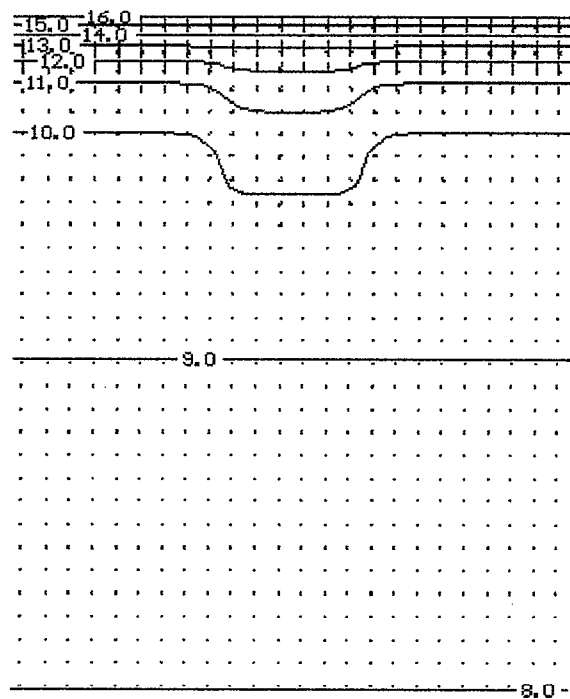
En introduisant une zone d'inondation, les lignes de courant ne sont plus perpendiculaires au fleuve. Les courbes piézométriques reportées dans la figure 30 représentent l'essentiel des configurations qui peuvent être rencontrées.

En début de simulation, le fleuve est en charge par rapport à la nappe, il l'alimente. Quand la cuvette se met en eau elle participe aussi à l'alimentation de la nappe. Elle conduit au rehaussement du niveau de la nappe, notamment à proximité de la cuvette (fig. 30-a)

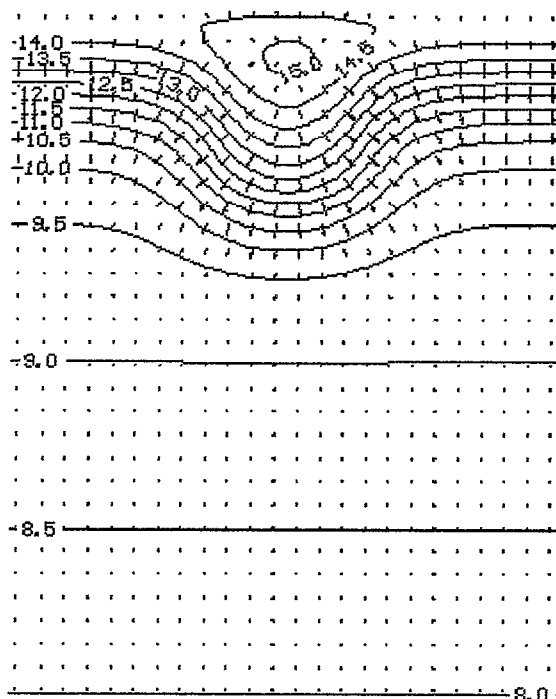
Le niveau de la nappe continue à augmenter jusqu'à dépasser par endroits le niveau du fleuve (fig. 30-b).

Le niveau dans le fleuve continue à baisser et peut devenir inférieur au niveau à proximité dans la nappe et sur toute la largeur du domaine modélisé, et l'on assiste à une alimentation de l'intégralité du tronçon cours d'eau par la nappe (fig. 30-c).

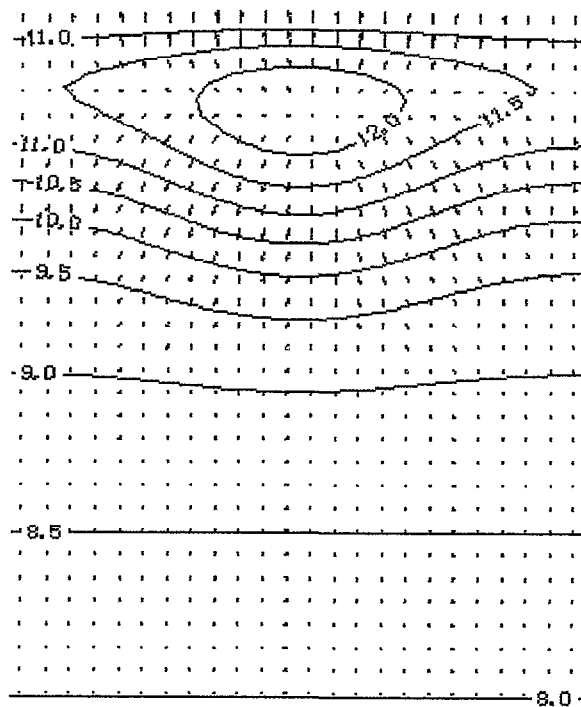
A la fin des simulations, pour toutes les valeurs de drainance testées, le niveau dans la nappe ne se rétablit pas à sa valeur initiale. Il y a une augmentation de charge pour les piézomètres se situant dans un rayon de 1 km du fleuve, de 0.6m pour une drainance dans les cuvettes de 8.64 m²/s et de 1.5m pour une drainance dans la cuvette de 864 m²/s. Ceci nous amènera dans la partie suivante à étudier l'influence de la condition initiale sur les volumes de recharge.



a) 7 jours après la mise en eau de la cuvette.
Niveau dans le fleuve : 16.8m
Niveau dans la cuvette : 16.8m



b) Un mois après la mise en eau de la cuvette
Niveau dans le fleuve : 14.3m
Niveau dans la cuvette : 15.5m



c) Fin de la phase de descente dans le fleuve
Niveau dans le fleuve : 11m
Cuvette à sec

Figure 20 : Evolution de la surface piézométrique

3. Influence de la condition initiale sur le volume de recharge

La condition initiale de la surface piézométrique introduite dans notre modèle jusqu'à présent est une condition calculée à partir du régime permanent établi pour une charge dans le fleuve de 10 m et une charge en extrémité aval de 8 m (conditions aux limites en période d'étiage). Nous avons vu précédemment (cf. vérification de la condition de charge imposée pour les paramètres utilisés), qu'au bout d'une année la charge dans la nappe ne retrouve pas sa condition initiale. Ce qui signifie que le volume calculé pour une année sera influencé par l'état de la piézométrie en début d'année, et donc éventuellement par la dynamique de la nappe au cours des années précédentes.

Comparaison de différentes conditions initiales

Nous avons simulé et calculé les volumes de recharge de la nappe pendant une année hydrologique "moyenne" sur le fleuve pour différents cas :

- Dans un premier cas avec une condition de piézométrie initiale obtenue à la fin d'une simulation d'une année de crue forte (niveau dans le fleuve important pendant la crue)
- Dans un second cas, la piézométrie initiale est déterminée à partir des simulations effectuées avec une chronique dans le fleuve correspondante à une année de pluviosité moyenne,
- Et dans un dernier cas, la piézométrie initiale est obtenue en fin de simulation de la nappe pour un niveau dans le fleuve correspondant à une année sèche.

La superficie de la cuvette a été maintenue identique pour les trois régimes hydrologiques (faible, moyen et fort), seul le niveau dans la cuvette changeant en fonction du niveau dans le fleuve.

Les volumes ainsi obtenus sont donnés dans le tableau 8 :

Année précédant la simulation	Année de simulation "régime hydrologique moyen"		
	V _f	V _c	V _t
Humide (88-89)	176270	77760	254030
Moyenne (86-87)	184162	77760	261922
Sèche (87-88)	209884	77760	287644

Tableau 11 : Les volumes de recharge de la nappe pour des conditions piézométriques initiales différentes.

Par rapport à une situation de référence "après une année moyenne", le volume de recharge a diminué de 4 % pour la simulation après année humide et a augmenté de 10 % pour une simulation après année sèche. Les variations de volume portent sur le volume de contribution du fleuve (variation de ± 10 %). Les volumes apportés par les cuvettes sont inchangés.

Evolution dans le temps suivant une chronique homogène de plusieurs années

Nous avons simulé une année de pluviosité moyenne pour cinq saisons. Cette simulation nous permettra de voir si la surface piézométrique et les volumes tendent à se stabiliser.

La charge simulée à la fin de la première année est différente de celle introduite comme condition initiale, mais pour la quatrième année, la surface piézométrique retrouve sa valeur initiale en fin de simulation. On peut donc considérer que le choix d'une condition initiale particulière influence les résultats de la modélisation sur les 3 premières années de simulation.

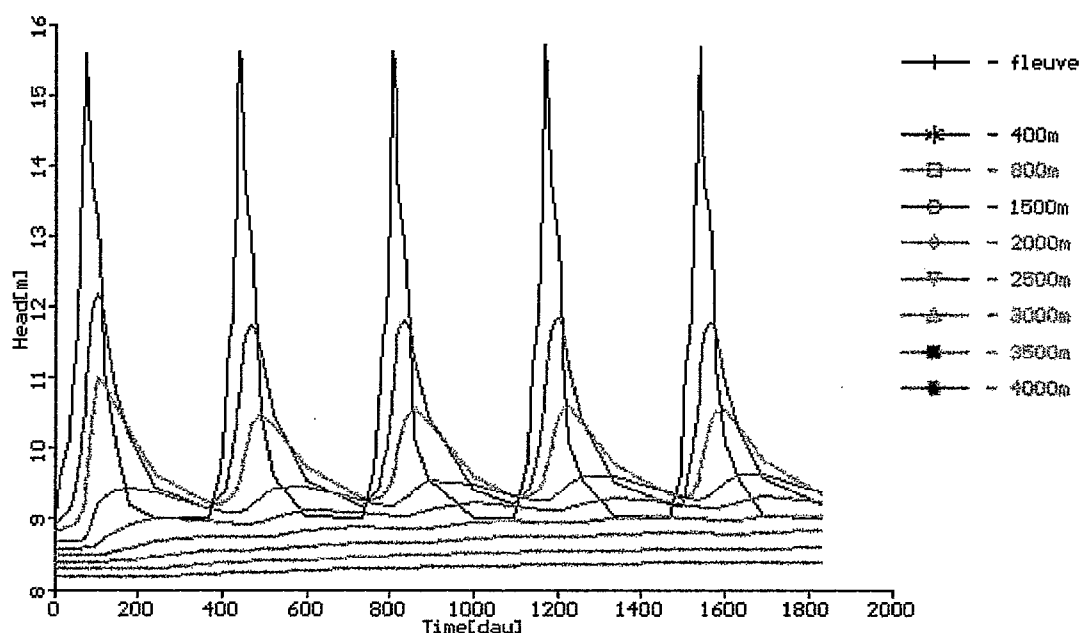


Figure 21 : Evolution piézométrique pour la simulation d'une année moyenne pendant cinq ans.

Les volumes ainsi obtenus pour les cinq années simulées sont donnés dans le tableau 9 :

Année (i)	$V_F (m^3)$	$V_C (m^3)$	$V_T (m^3)$	$V_{T(i)} / V_{T(i-1)}$
1 ^{ère}	177014	77760	254774	-
2 ^{ème}	207318	77760	285078	1,11
3 ^{ème}	196233	77587	273820	0,96
4 ^{ème}	191823	77760	269583	0,98
5 ^{ème}	192511	77760	270271	1,00

Tableau 12: Volume de recharge pour les cinq années de simulation

Le volume évolue avec la condition initiale et tend à se stabiliser pour les dernières années. Le volume calculé pour la première année est sous estimé par rapport aux autres années. La condition initiale choisie n'est pas bonne.

Pour palier cet artefact, il conviendrait soit d'effectuer des simulations servant à déterminer la condition initiale adéquate (une succession de Cinq années identiques devrait suffire), soit de simuler sur une période suffisamment longue pour que l'effet de la condition initiale ne soit plus sensible (> 5 ans).

En conclusion, nous avons constaté l'influence de la piézométrie initiale sur l'évolution piézométrique et le volume annuel de recharge de la nappe (qui varie dans une gamme de $\pm 10\%$). L'effet de la condition initiale est "oublié" après une période d'au moins 3 ans.

4. Structure des échanges nappe rivière pendant l'année

On a suivi l'évolution des flux échangés entre le fleuve et la nappe pendant la cinquième année de simulation (fig. 32). Le fleuve alimente la nappe pendant la période de crue. Il apporte un volume de $395\,907\,m^3$. Pendant la période sèche, la nappe participe au maintien du débit d'étiage du fleuve, le

volume total apporté par la nappe est de 203 396 m³/an. Le bilan des apports pour toute l'année correspond à une alimentation de la nappe par le fleuve avec un volume de 192 511 m³.

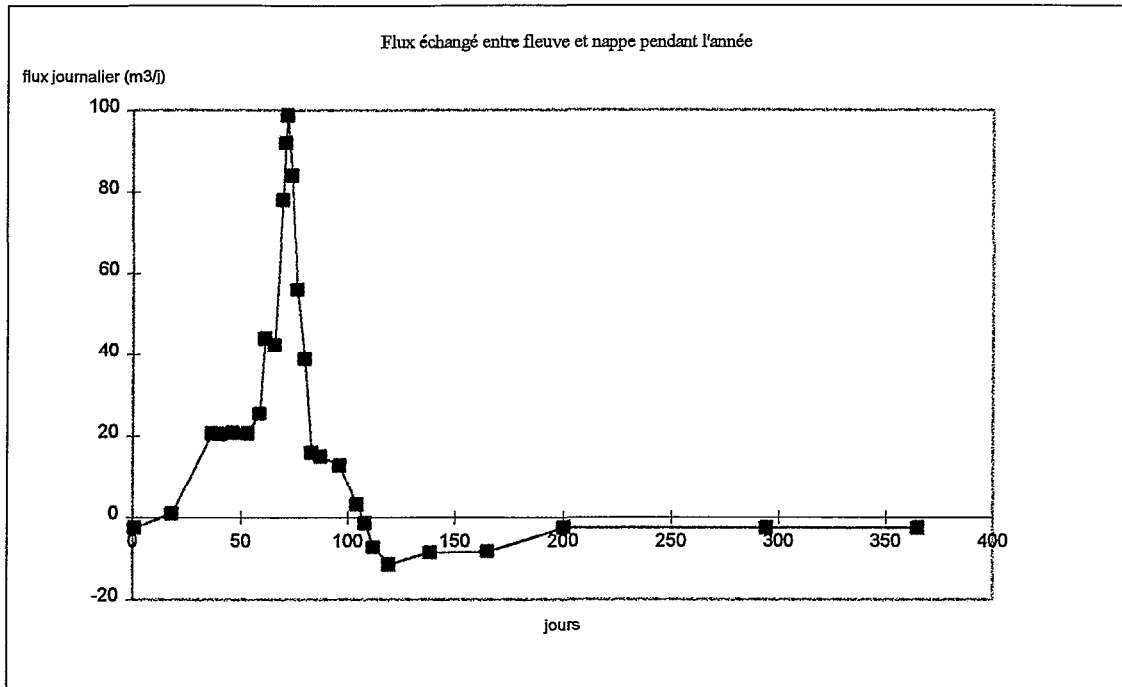


Figure 22 : Flux d'échanges nappe-fleuve pendant l'année

5. Simulation sur une année

Nota : toutes les simulations effectuées dans cette partie partent d'une même condition initiale de nappe (régime permanent 10 m dans le fleuve , 8 m à l'aval). Cette condition initiale influence la valeur absolue des volumes (cf. IV-A-3) mais ne remet pas en question leurs variations relatives d'un scénario à l'autre. Les simulations ont été effectuées avec une année humide.

Contribution de la cuvette au volume de recharge de la nappe et influence de la drainance

Les volumes d'eau passant dans la nappe et calculés pour le maillage défini précédemment (une longueur de fleuve de 4 km et une seule rive) sont présentés dans le tableau 8:

Mode d'alimentation	Volume apporté par le fleuve en m ³ /an V_t	Volume apporté par la cuvette en m ³ /an (V_c)	Volume total apporté à la nappe en m ³ /an ($V_T = V_c + V_t$)	$V_T / V_{F\text{ seul}}$	V_c / V_T
Fleuve	385 402 ($V_{F\text{ seul}}$)	-	385 402	-	-
Fleuve + Cuvette avec $D_c = 8.64$	364 021	52 080	416 101	1,08	0,13
Fleuve + Cuvette avec $D_c = 43.2$	287 021	238 515	525 536	1,36	0,45
Fleuve + Cuvette avec $D_c = 86.4$	222 058	402 916	624 973	1,62	0,64

Tableau 13 : Volume de recharge de la nappe pour une année hydrologique humide

Pour la géométrie considérée, la participation de la cuvette à l'augmentation de la recharge de la nappe est importante pour des drainances 10 à 50 fois plus faibles que la drainance dans le fleuve. Quand le colmatage dans la cuvette devient très important par rapport à celui du fleuve (la drainance dans la cuvette est 100 fois plus faible que la drainance dans le fleuve), la participation de la cuvette à la recharge dans la nappe devient faible. La pente de la courbe : $(V_T / V_{F \text{ seul}} ; D_c)$ (fig. 32) est plus grande pour les fortes drainances.

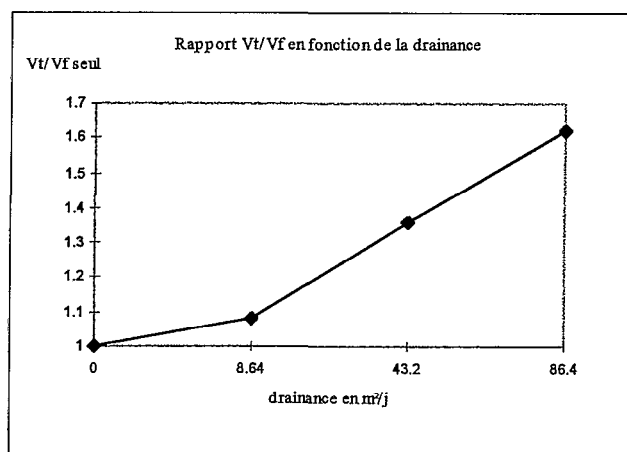


Figure 23 : Rapport entre les volumes de recharge en présence de cuvette et en absence de cuvette en fonction de la drainance de la cuvette.

Le volume apporté à la nappe à partir du fleuve augmente de 8 % en présence de la cuvette à drainance 100 fois plus faible que la drainance du fleuve. ($V_T / V_F = 1,08$). Dans un tel cas l'apport des cuvettes à la recharge de la nappe peut être considéré comme non significatif : la non considération des cuvettes dans ce cas ne nuit pas trop à la précision du modèle vu les autres hypothèses simplificatrices considérées.

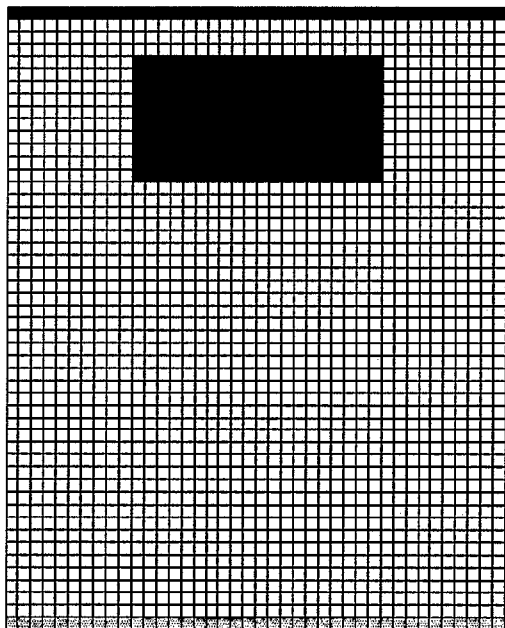
Influence de la surface de la cuvette

La surface réelle de la cuvette intervient fortement dans le calcul des volumes. Une fonction relie ces deux variables et elle est très probablement non linéaire.

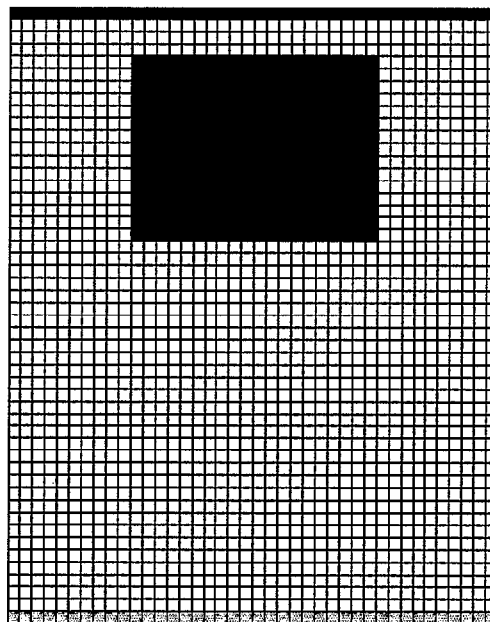
Pour étudier cette relation, on a considéré deux cuvettes de superficies respectives 2 km² et 3 km² (fig. 34). On a gardé les mêmes conditions que les simulations précédentes pour une cuvette de drainance 43.2 m²/s. On obtient les résultats présentés dans le tableau 9.

Mode d'alimentation	Volume apporté par le fleuve en m ³ /an	Volume apporté par la cuvette en m ³ /an (V _c)	Volume total apporté à la nappe en m ³ /an (V _T)	V _T / V _F	V _c / V _T
Fleuve + Cuvette S = 1 km ²	287 021	238 515	525 536	1,36	0,45
Fleuve + Cuvette S = 2 km ²	189 216	472 883	662 098	1,71	0,66
Fleuve + Cuvette S = 3 km ²	151 612	710 873	862 485	2,23	0,80

Tableau 14 : Volume de recharge de la nappe en fonction de la superficie des cuvettes pour une année hydrologique humide



Superficie de la cuvette : 2 km²



Superficie de la cuvette : 3 km²

Figure 24: Maillage de la nappe pour des superficies de zones d'inondation différentes

Le graphe de la figure 34 confirme la non linéarité de la relation entre les surfaces des cuvettes d'inondation et les volumes échangés.

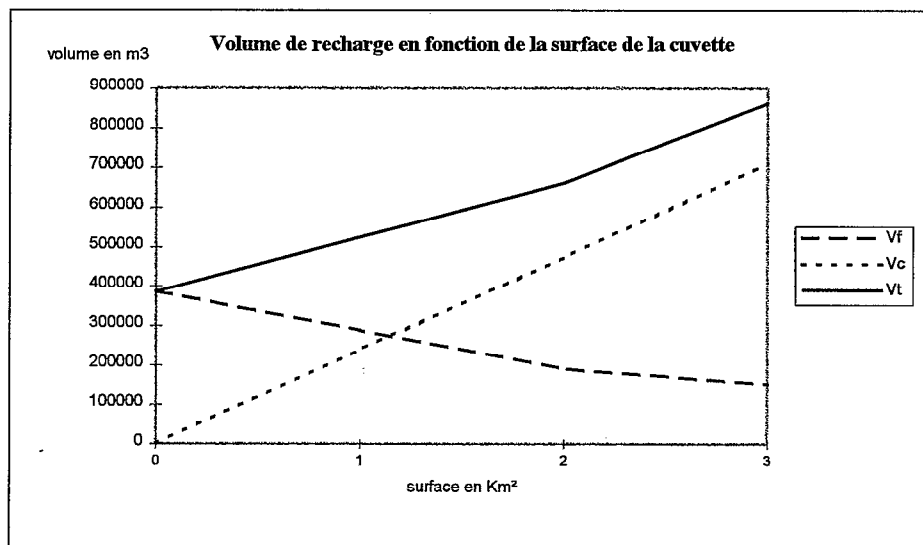


Figure 25 : Volume de recharge en fonction de la surface de la cuvette

Cette remarque est importante à double titre :
 - l'augmentation des superficies des cuvettes inondées pour les années de forte crue ne se traduit pas par une augmentation proportionnelle des volumes de recharge de la nappe,

- l'extrapolation sur l'ensemble de la vallée des résultats acquis (ou modélisés) sur un sous-système local nécessite une meilleure quantification de ces effets d'échelle.

Extrapolation schématique à l'ensemble de la vallée

La longueur du fleuve Sénégal et de ces affluents sur l'ensemble de la moyenne vallée est de 900 km (560 km pour le fleuve Sénégal, 200 km pour le Doué, 80 km pour le Diouloul et Navel, 60 km pour le Diamel). Si l'on considère que les conditions d'écoulement (niveau dans la nappe, charge limite aval et paramètres hydrodynamiques) sont les mêmes sur toute la vallée et que l'alimentation de la nappe ne s'effectue qu'à partir du fleuve, le volume de recharge de la nappe pour les deux rives peut être estimé rapidement à :

$$V_{\text{recharge}} = 2 \cdot V_F \cdot 900 / 4 = 450 \cdot 385 \cdot 10^3 = 173 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}.$$

Si on considère la surface inondée estimée pour l'année hydrologique 1988-1989 à 90 000 ha, on pourra répartir les surfaces inondées en des cuvette de 2 km² pour 4 km de tronçon de cours d'eau et pour une rive. Le volume de recharge de la nappe obtenu par simulations de cette configuration est de

$$V_{\text{recharge}} = 2 \cdot V_{T2\text{km}^2} \cdot 900 / 4 = 450 \cdot 662 \cdot 10^3 = 298 \cdot 10^6 \text{ m}^3/\text{an}.$$

D'après le rapport de Scott (1998), le volume d'eau perdu (par évaporation, infiltration, alimentation des autres défluent, erreurs d'étalonnage...) entre Bakel et Saldé-Ngouy pour une année humide (95-96) comparable à notre année de simulation (88-89) est de 3640 millions de m³.

Le volume infiltré à la nappe qu'on a calculé par modélisation schématique ne représentera qu'un faible pourcentage (8%). Le pourcentage le plus important du volume serait perdu par évaporation vu les plans d'eau gigantesques exposés à l'évaporation (cours d'eau et cuvettes) mais les 900 km² d'inondation ne peuvent générer un tel volume d'évaporation.

B. Impact de la gestion du fleuve (crues et étiages) sur la recharge de la nappe

Dans cette partie, nous nous intéressons à l'évaluation de l'impact de la gestion de la crue et des étiages du fleuve Sénégal sur la recharge de la nappe. Nous effectuons nos simulations sur la période 1986-1991 (après la construction des barrages). Nous initialisons les simulations par les cinq années de régime naturel de 81 à 86.

Pour les cinq années 86 -91, nous comparons les volumes de recharge de la nappe:

- pour les niveaux naturels reconstitués
- pour les niveaux mesurés dans le fleuve (résultant déjà d'une gestion "non optimisée" des barrages)
- pour les niveaux résultant de la gestion optimale.

En fonction des priorités accordées aux besoins en eau dans la vallée, la crue optimale est différente. Pour notre étude, nous adoptons l'hydrogramme de crue simulé suivant les consignes suivantes, listées par ordre de priorité décroissante :

- Respect d'une cote minimale de 187 m dans la retenue. D'après les informations obtenues récemment, il est nécessaire que le niveau ne descende pas en dessous de cette cote, afin de ne pas risquer d'endommager le parement amont de l'ouvrage (batillage)
- Respect d'un débit réservé de $20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ à la sortie du barrage et à Bakel
- fourniture d'eau nécessaire pour l'irrigation de 100.000 ha de cultures (suivant les hypothèses des études de Gibb concernant ces besoins), augmentée de $30 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour la compensation des pertes et de $20 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ pour la consommation humaine
- production de 90 MW d'électricité (ou du maximum productible quand le barrage déverse) si le niveau du lac dépasse un seuil de turbinage S_{turb} fixé à 198m. En dessous de ce seuil, cette consigne n'est pas prise en compte.
- soutien de crue visant à réaliser à date fixe un hydrogramme de type "ORSTOM1" à Bakel. La règle adoptée pour le déclenchement annuel du soutien est la suivante : si la cote du lac dépasse au 20 août un seuil de soutien S_{sout} fixé à 195 m, alors le soutien de crue est réalisé de façon à caler sur le 28 août à Bakel, le premier jour de palier de débit à $2500 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$. Dans le cas contraire, cette consigne n'est plus prise en compte jusqu'à la fin de l'année, et le soutien de crue n'est pas réalisé.

Le limnigramme à Waoundé résultant de la "gestion optimale" a été établi à partir des hydrogrammes de gestion optimale à Bakel fournis par J.C. Bader (ORSTOM), le niveau dans le fleuve à Waoundé étant déduit par la formule suivante fournie dans le rapport de Kosuth (1996) :

$$Z_{\text{Waoundé}} = 0,27 + 3,22088 * Q_{\text{Bakel}}^{0,21979}$$

Le limnigramme mesuré à Waoundé et le limnigramme "naturel reconstitué" ont été calculés à partir des mesures de niveau effectuées à la station de Bakel à l'aide de la formule suivante :

$$Z_{\text{Waoundé}} = -3,83 + 1,0582 Z_{\text{Bakel}} (j - 5)$$

Les niveaux d'eau pour les trois cas de simulations sont représentés dans la figure 36 :

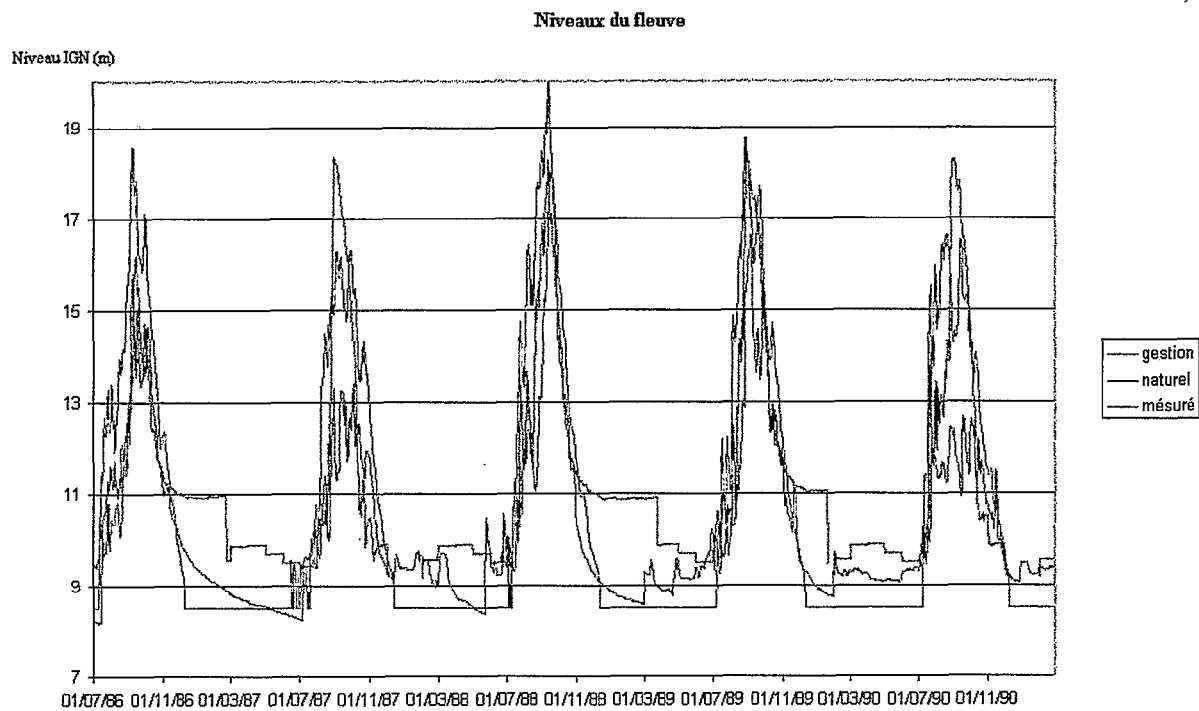


Figure 36 : Niveaux dans le fleuve pour la période de simulation

Les volumes calculés pour le maillage considéré, pour les cinq dernières années dans les deux cas sont présentés dans le tableau suivant:

Saison	Volume pour les crues "naturelles" Vn	Volume pour les crues gérées Vm	Volume pour les crues de gestion optimale Vg	Vm/Vn	Vg/Vn
86-87	613 085	289 527	514 254	0,47	0,83
87-88	293 639	273 296	429 374	0,93	1,46
88-89	625 698	310 841	534 987	0,49	0,85
89-90	434 396	380 440	453 482	0,87	1,04
90-91	390 432	208 006	402 250	0,53	1,03
Moyenne	471 450	292 422	466869	0,62	0,99

Tableau 10 : Volumes simulés pour les cinq années

Les volumes de recharge résultant de la gestion passée des barrages n'ont dans aucune des années de simulation dépassé les volumes de recharge dans le cas de crues naturelles. Il importe toutefois de noter que cette période était très particulière puisque sa gestion a été marquée par le remplissage du barrage. Ceci explique que les débits mesurés en crue étaient inférieurs aux débits naturels.

Selon les années, les crues artificielles de gestion optimale peuvent être plus fortes ou plus faibles que les crues naturelles. Quant aux débits pendant l'étiage, ils sont maintenus pour toutes les années plus forts que les débits naturels.

Pour les deux saisons 86-87 et 88-89 où les crues de gestion sont plus faibles que les crues naturelles, les volumes de recharge auraient diminué de 20 %. Le niveau maintenu pendant l'étiage permet de compenser en partie la perte de volume de la nappe pendant la crue.

Pour la saison 87-88 où la crue artificielle est plus forte que la crue naturelle, les volumes auraient augmenté de 46 %.

La gestion du fleuve ne semble pas contraindre la recharge de la nappe sur cinq ans (V_g/V_n moyen = 0,99).

Il est important de préciser que les résultats obtenus ne sont valables que pour les conditions simplificatrices considérées qui sont des fois loin des réalités de terrain (homogénéité, absence d'écoulements latéraux...)

C. Recommandations:

Deux points seront abordés dans cette partie, le premier concerne l'acquisition de données et le deuxième la modélisation.

Acquisition de données:

Un effort particulier d'acquisition de données doit être consacré à l'étude de la nappe du fleuve Sénégal avant d'entreprendre de nouveaux travaux théoriques.

Les propositions seront faites pour des travaux informant sur la relation entre fleuve - nappe, et zones inondées - nappe.

- Un soin particulier doit être accordé à la représentation des courbes piézométriques. Ces courbes peuvent indiquer le sens de l'écoulement dans la nappe et certifier s'il y a ou pas un échange entre le fleuve et la nappe. Les courbes doivent être déterminées au moins pendant les deux périodes de l'année caractéristiques de la région à savoir la saison humide et la saison sèche.

- Les essais de pompage effectués à proximité du fleuve peuvent apporter des éléments de réponse à l'éventuelle alimentation de la nappe par le fleuve.

- Les zones d'inondation, surfaces potentielles d'alimentation de la nappe, doivent faire l'objet d'un suivi visant à déterminer leur influence sur la dynamique de la nappe.

A coté d'un suivi du niveau d'eau dans les cuvettes, il est nécessaire d'avoir une bonne estimation de l'évaporation dans la zone pour faire la part de l'eau perdue par la cuvette par évaporation de l'eau perdue par infiltration.

Il est aussi envisageable d'installer des tensiomètres sous les cuvettes à une profondeur suffisamment éloignée de la surface (4 à 5m) et au-dessus de la nappe pour mesurer l'évolution des profils d'humidité et vérifier si l'eau de surface atteint la nappe ou pas.

- Les informations précédentes (existence d'échanges entre fleuve-nappe et cuvette-nappe) sont très importantes pour déterminer l'intensité et l'emplacement du réseau piézométrique à installer dans la vallée pour la quantification des échanges.

En effet, si le colmatage dans les cuvettes est tel qu'on se rend compte (grâce aux mesures) que l'infiltration sous les cuvettes est quasi-nulle, il n'y aura pas besoin d'investir (pour l'objectif de quantification de recharge de la nappe) dans l'étude de ce zones.

Par contre, s'il s'avère que les infiltrations à partir de ces zones sont importantes, il faudra installer des piézomètres sous zones et avoir des mesures sur toute la période de l'année, y compris pendant la crue. Il serait possible d'installer des piézomètres à enregistrement automatique pour éviter les problèmes d'accès.

Pour étudier l'alimentation à partir du fleuve, il est nécessaire d'installer des piézomètres à différentes distances du fleuve, sur des lignes bien perpendiculaires aux cours d'eau, loin des méandres et de marigots. Il serait intéressant d'avoir des piézométries installés à distance égale dans des formations géologiques comparables à la fois loin des cuvettes et sous les cuvettes.

Modélisation

- La représentation simplifiée du modèle pourra être améliorée après l'acquisition de données. L'hétérogénéité du milieu peut être prise en considération. Le maillage peut être plus élargi et la condition de charge imposée peut évoluer avec la largeur générant ainsi des écoulements latéraux.
- Faute de temps nous n'avons pas pu effectuer des tests de sensibilité du modèle au découpage temporel du signal d'entrée (niveau du fleuve et niveau de cuvette). Nous avons découpé notre signal d'entrée en fonction de la variation de la charge (ne devant pas dépasser le 1m). Les pas de temps ne sont pas constants. Ils sont faibles pendant la crue (de l'ordre d'une journée) et plus importants en phase d'étiage.
- Nous n'avons malheureusement pas pu effectuer des simulations pour une schématisation de nappe captive. Le schéma simplifié proposé (cf. le caractère libre ou captif de la nappe) pourra être adopté en première approche.
- Les résultats de la modélisation de l'extension des superficies inondées menées par les équipes de l'ORSTOM peuvent être intégrés dans le modèle. Ce qui permettra de prendre en considération l'évolution du niveau dans les cuvettes mais aussi de leur étendue.

Conclusion

Nous avons représenté la dynamique des échanges entre le fleuve Sénégal et sa nappe alluviale, avec des hypothèses très simplificatrices à l'aide du modèle hydrodynamique "Visual Modflow".

Les principales hypothèses simplificatrices sont :

- ✓ Le milieu souterrain est supposé homogène : perméabilité 10^{-4} m/s et porosité 0,05; et la nappe est supposée libre. (Les essais de pompage effectués dans la vallée montrent une grande variabilité des paramètres hydrodynamiques et les coefficients d'emménagement calculés sont faibles).
- ✓ Les lignes de courant sont perpendiculaires au cours d'eau. (Les cartes piézométriques décrivent un écoulement latéral de l'amont à l'aval de la vallée).
- ✓ La charge dans la nappe à une distance de 5 km du fleuve est constante. (cette condition n'est pas systématique dans tous les piézomètres installés à cette distance du fleuve)
- ✓ Les limites latérales du domaine modélisé sont étanches (absence d'écoulements latéraux et présence similaire de cuvettes dans les autres zones simulées)

Toutes ces simplifications étaient nécessaires pour faire face au manque de données dans la vallée. Les valeurs des paramètres introduits dans le modèle (charge dans la nappe, drainance, perméabilité, porosité) ne prétendent pas être représentatives du milieu puisqu'elles étaient fixées par choix personnel en essayant de se rapprocher le plus possible des réalités du terrain. La modélisation effectuée dans ce travail est très schématique et les volumes calculés ne présentent qu'un ordre de grandeur.

Nous avons constaté à travers l'étude de sensibilité du modèle qu'il est nécessaire d'avoir une bonne précision des paramètres hydrodynamiques dans la nappe quand le colmatage dans le fleuve est fort.

Nous avons aussi constaté l'importance de la condition initiale sur les volume de recharge dans la nappe. Il est nécessaire de simuler un certain nombre d'années (cinq dans le cas de nos paramètres) pour obtenir une condition initiale adéquate.

Les volumes apportés par les zones d'inondation deviennent faibles par rapport aux volumes apportés par le fleuve quand le colmatage des cuvettes est 100 fois plus faible que le colmatage dans les berges du fleuve. Il conviendrait pour des études futures de déterminer les degrés de colmatages respectifs dans les cuvettes et dans le fleuve pour juger de l'utilité de l'introduction des zones inondées dans le modèle.

Avec la schématisation très simplifiée adoptée et pour les cinq années de simulation étudiées, la gestion des crues du fleuve Sénégal a fait diminuer les volumes de recharge de la nappe par rapport aux crues naturelles pour deux années hydrologiques fortes de 20 %. Pour deux années (une sèche et une moyenne) les volumes ont augmenté de 4 % et pour la saison 87-88 (année sèche), les volumes ont augmenté de 46%. Mais globalement les volumes de recharge n'ont pas changé pour les cinq années. Ces résultats ne sont que des estimations grossières obtenues après une série de simplifications de conditions de terrain. Les valeurs ne doivent être retenues qu'à titre indicatif.

Références bibliographiques

- [1] **Amelto A. , Pucci Jr. , Daryll A. Pope, 1995.** Simulated effects of development on regional ground-water /surface-water interactions in the northern Coastal plain of New Jersey. *Journal of hydrology*, n°167,21p.
- [2] **Archambault J. , 1960.** Les eaux souterraines de l'Afrique Occidentale, *impri. Berger-Levrault, Nancy*
- [3] **Bouchot C. , 1993.** Soutien d'étiage de l'Adour - Elaboration d'un modèle de simulation du fonctionnement hydrologique de l'Adour et de sa nappe en période d'étiage. *Mém. 3ème an. Engref - Cemagref.*
- [4] **Bradley C. , 1996.** Transient modelling of water-table variation in a floodplain wetland, Narborough Bog, Leicestershire. *Journal of hydrology*, 185 (1-4), 87-114.
- [5] **BRGM, 1975.** Cartes de planification pour l'exploitation des eaux souterraines de l'Afrique sahélienne. *Cartes 1/1500000 93p.*
- [6] **Cheng M. , Soulsby C.,** Risk assesment for a proposed groundwater abstraction scheme in Straathmore, North-East Scotland: A modelling approach. *Journal of the Chartered Ins. Of Water and Environemental Management*, 11 (1) , 47-55.
- [7] **Cooper D.M. , Wilkinson W.B. , Arnell N.W., 1995.** The effects of climate changes on aquifer storage and river baseflow *Hydrological sciences*, Vol 40-5, 615-629.
- [8] **Diagana A., 1994.** Etudes hydrogéologiques dans la vallée du fleuve Sénégal de Bakel à Podor : Relations Eaux de surface / Eaux souterraines. *Thèse Univ. Ch. Anta. Diop. Dakar, 123p.*
- [9] **Dieng B. , 1997.** Synthèse et analyse des données hydrogéologiques de la moyenne vallée du fleuve Sénégal. *Rapport de synthèse, OMVS Sénégal 42 p.*
- [10] **Diop A., 1992.** Connaissances sue l'inondation dans l'île à Morphil. *Mémoire de maîtrise Univ. Ch. Anta Diop Dakar, 57p.*
- [11] **Dubrec A. , Ille Ch. , Leduc Ch. , 1991.** Caractérisation expérimentale de l'interface rivière nappe sur l'île du Grand Gravier (Rhône), *hydrologie continentale*, vol. 6, n°2, 109-119.
- [12] **Estèves M. , 1988.** Modélisation des relations entre un aquifère alluvial et une rivière : Application au Ried de Colmar (Alsace - France), *113^e Congrès national des sociétés savantes, Strasbourg. Géographie. 41-61.*
- [13] **Hollis G.E. , 1990.** Senegal river basin monotiring activity, hydrological issues, Part I II., *Institute for development anthropology*, 55 p.
- [14] **Kosuth P. , 1996.** Diganostic des problèmes d'alimentation en eau du Diouloul et méthodologie d'étude de solutions pérennes, *Rapport II. SAED, 59p.*

- [15] **Michel P. , 1973.** Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie - Etude géomorphologique. *Mém.Orstom.*
- [16] **Mott MacDonald, BCEOM, SOGREAH, ORSTOM, 1992.** Evaluation hydrologique de l'Afrique Sub-Sahérienne . Paus de l'Afrique de l'Ouest, *Rapport du pays Sénégal, 256p.*
- [17] **Ministère de l'hydraulique, République du Sénégal, 1994.** Bilan-Diagnostic des ressources en eau du Sénégal, *Projet MH/PNUD/DADSG-SEN/87/006, 193p.*
- [18] **OMVS, ORSTOM , 1998.** Etudes de l'optimisation de la gestion des aménagements de l'OMVS, Phase I. *Rapport de synthèse, 37 p.*
- [19] **Pohll G. , Guitjens J. C. , 1994.** Modeling regional flow and flow to drains, *ASCE Journal of irrigation and drainage engineering, 120 (5), 925-940.*
- [20] **Pointet Th. , 1980.** Programme dynaflo- Ecoulements en nappe -Superposition d'un réseau hydrographique- Echanges "nappes-rivière" (Aquifère monocouche , régime transitoire , modèle à mailles égales). *Dép.eau BRGM.*
- [21] **Poulin M. , 1988.** Modélisation numérique des échanges hydrauliques et thermiques entre rivière et nappe alluviale, *revue des sciences de l'eau. Vol 1, n° 1-2, 22p.*
- [22] **Rai. S.N. , Singh R.N. , 1995.** Two-dimensional modelling of water table fluctuation in response to localised transient recharge, *Journal of Hydrology, n° 167, 167-174.*
- [23] **Rochette C. , 1974.** Monographies hydrologiques Orstom; le bassin du fleuve Sénégal. *Orstom Montpellier.*
- [24] **Salama R. B. ,Laslett D. , Farrington P. , 1993.** Predictive modelling of management options for the control of dryland salinity in a first-order catchment in the wheatbelt of western Australia. *Journal of hydrology, 145 (1-2), 19-40.*
- [25] **Scott M. , 1998.** Détermination de l'extension des superficies inondées dans un lit majeur par l'utilisation de modèles hydrodynamiques simplifiés : Application à la vallée du fleuve Sénégal. *Rapport DEA, 66p.*
- [26] **Thiandoum M. , 1994.** Caractérisation piézométrique et hydrochimique de la nappe superficielle dans la zone de Nianga-Podor (moyenne vallée du fleuve sénégal) Influence de la culture irriguée. *Mém. d'ing. de conception Univ. Ch. Anta Diop Dakar, Orstom 71 p.*
- [27] **Vekerdy Z. , Meijerink A.M.J. , 1998.** Statistical and analytical study of the propagation of flood-induced groundwater rise in an alluvial aquifer. *Journal of Hydrology, n° 205, 112-125p.*

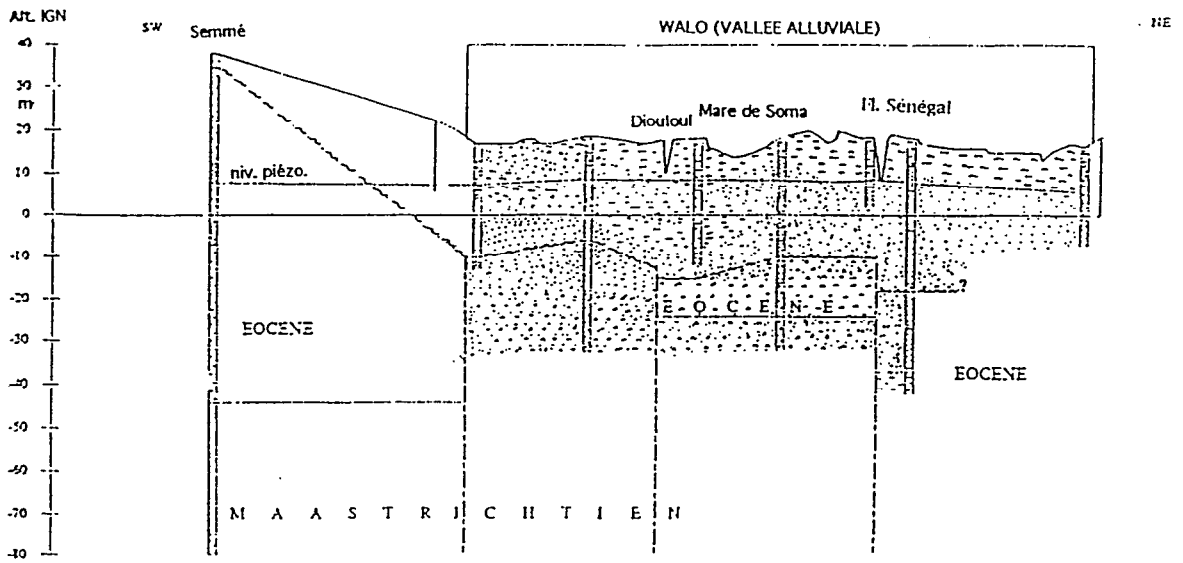
ANNEXES

LISTE DES ANNEXES

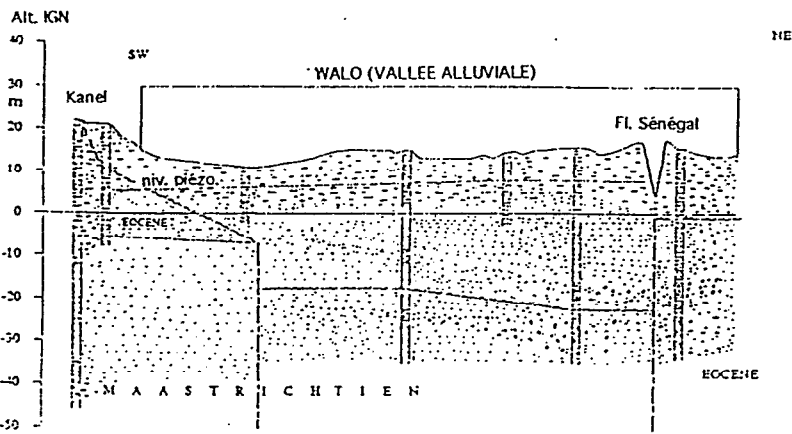
- Annexe 1 : Coupes géologiques des lignes 1,2 et 3**
- Annexe 2 : Coupes géologiques des lignes 4, 5 et 6**
- Annexe 3 : Le dispositif des stations de pompage d'essai dans la moyenne vallée**
- Annexe 4 : Localisation de la ligne piézométrique N°1 SEMME**
- Annexe 5 : Localisation de la ligne piézométrique N°2 KANEL**
- Annexe 6 : Localisation de la ligne piézométrique N°3 NGUILOGNE**
- Annexe 7 : Localisation de la ligne piézométrique N°4 THILOGNE**
- Annexe 8 : Localisation de la ligne piézométrique N°5 SALDE**
- Annexe 9 : Localisation de la ligne piézométrique N°6 PODOR**
- Annexe 10 : Piézomètres identifiés et dates des mesures**
- Annexe 11 : Cartes piézométriques de la moyenne vallée du Sénégal**
- Annexe 12 : Carte hydrogéologique des nappes phréatiques**
- Annexe 13 : Variation des niveaux par rapport à la distance des cours d'eau en 1989 (d'après Dieng, 1997)**

ANNEXE 1

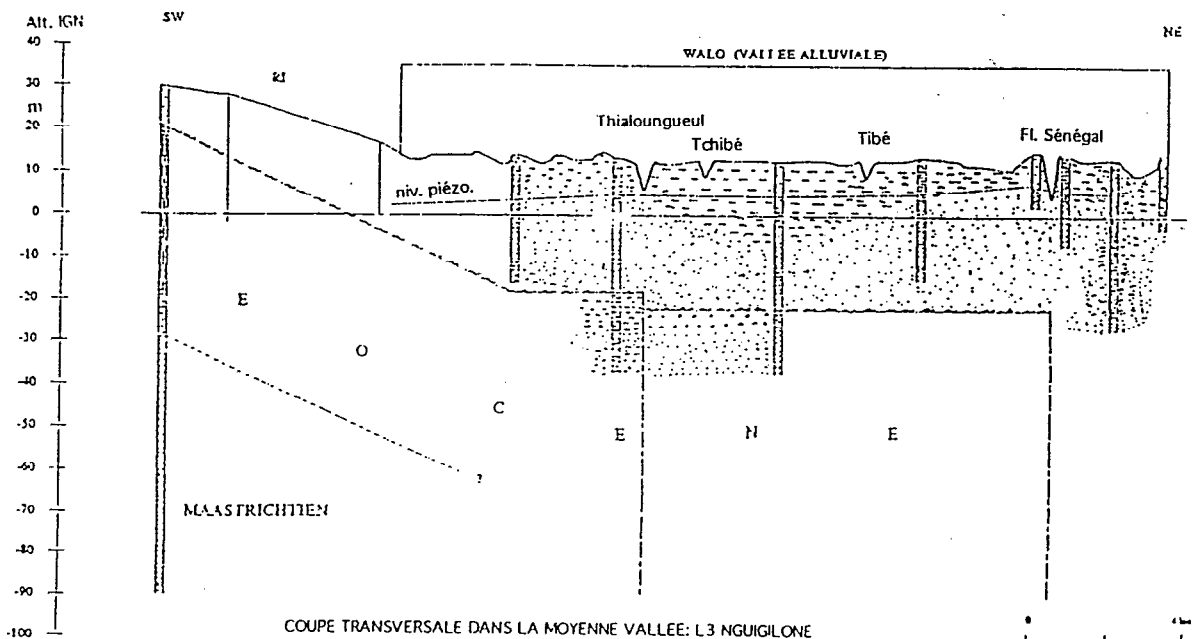
Coupes géologiques des lignes 1, 2 et 3 (Diagana, 1994)



COUPE TRANSVERSALE DANS LA MOYENNE VALLEE: L1 SEMME



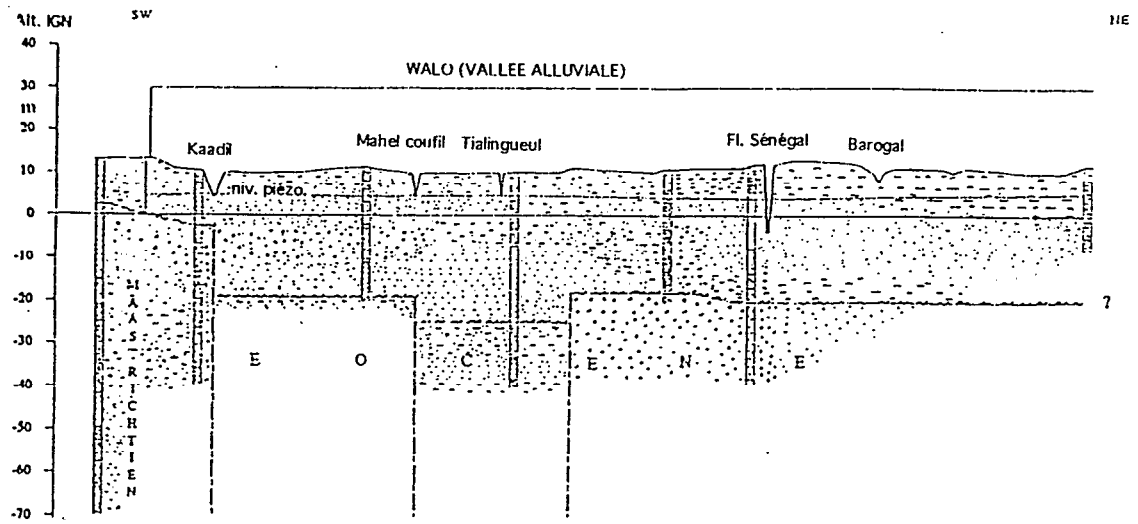
COUPE TRANSVERSALE DANS LA MOYENNE VALLEE: L2 KANEL



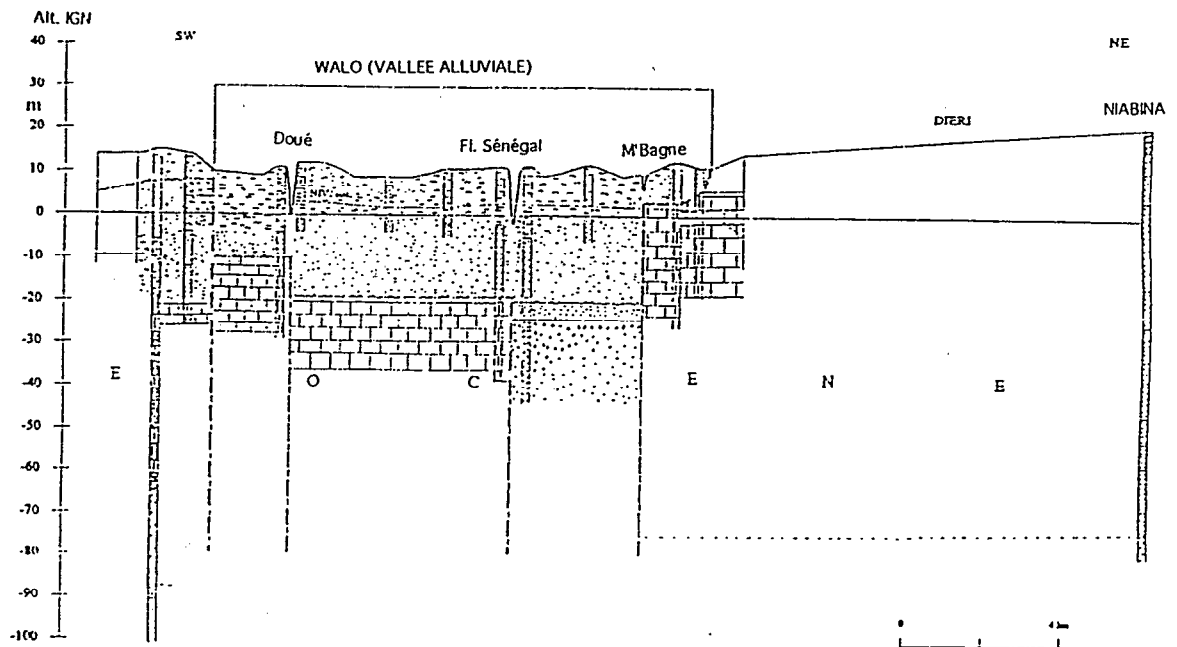
COUPE TRANSVERSALE DANS LA MOYENNE VALLEE: L3 NGUIGILONE

ANNEXE 2

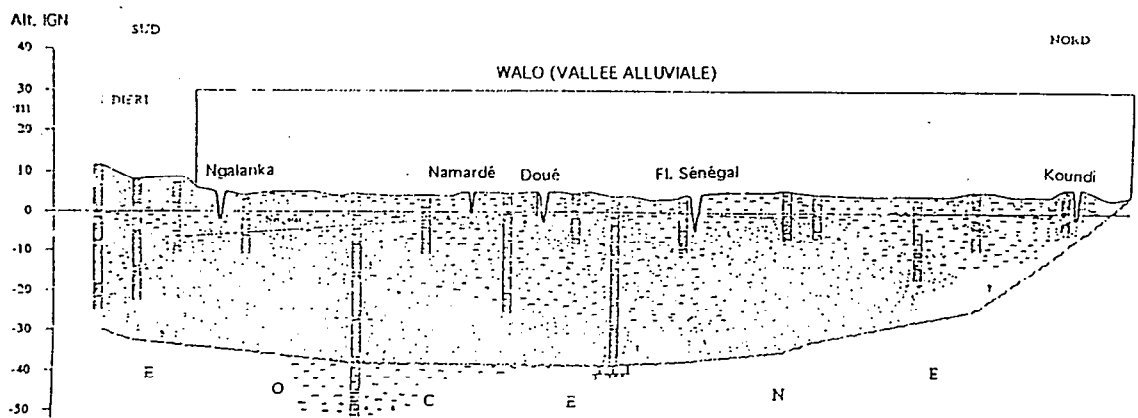
Coupes géologiques des lignes 4, 5 et 6 (Diagana, 1994)



COUPE TRANSVERSALE DANS LA MOYENNE VALLEE: L4 THILOGNE



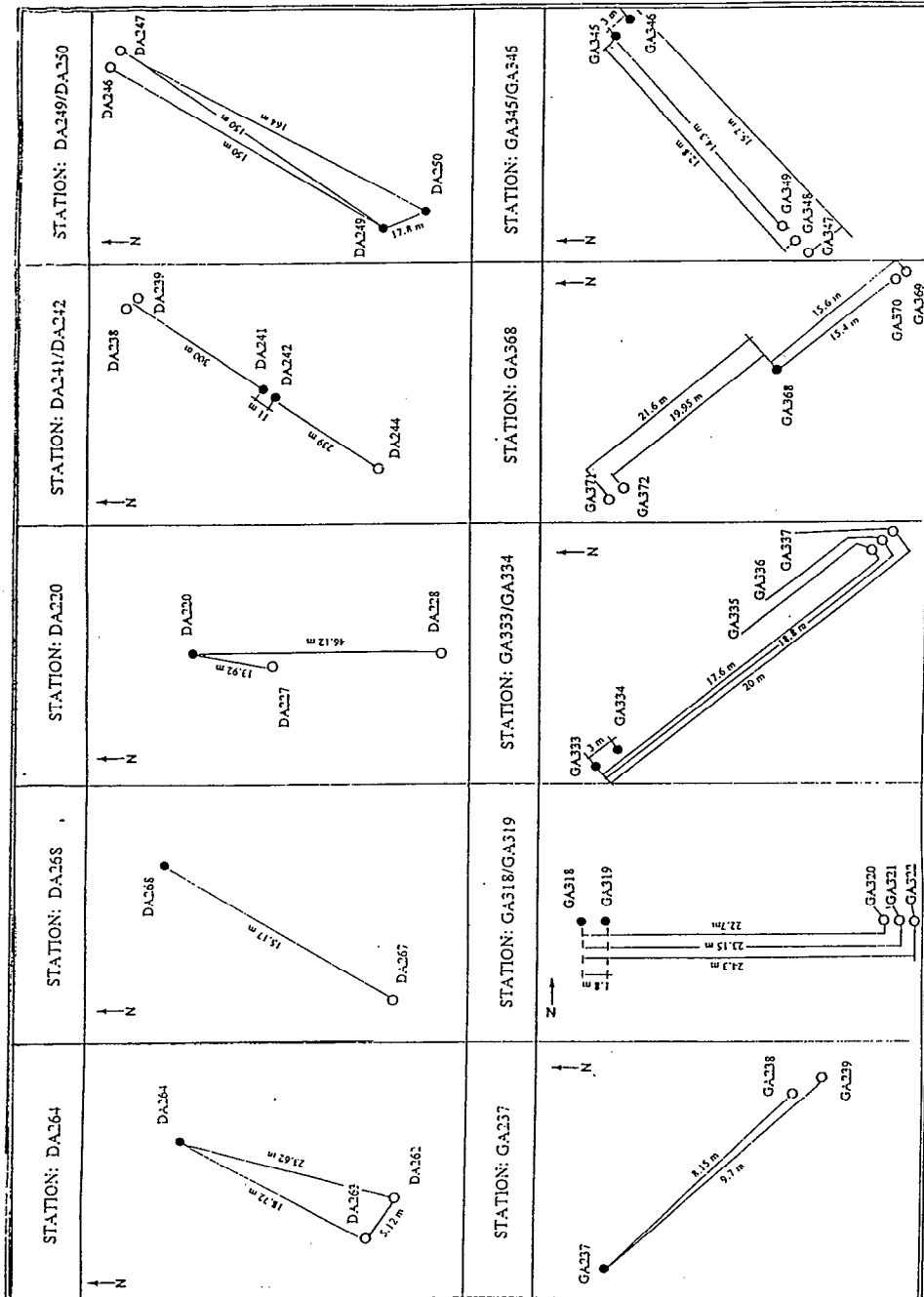
COUPE TRANSVERSALE DANS LA MOYENNE VALLEE: L5 SALDE



COUPE TRANSVERSALE DANS LA MOYENNE VALLEE: L6 PODOR

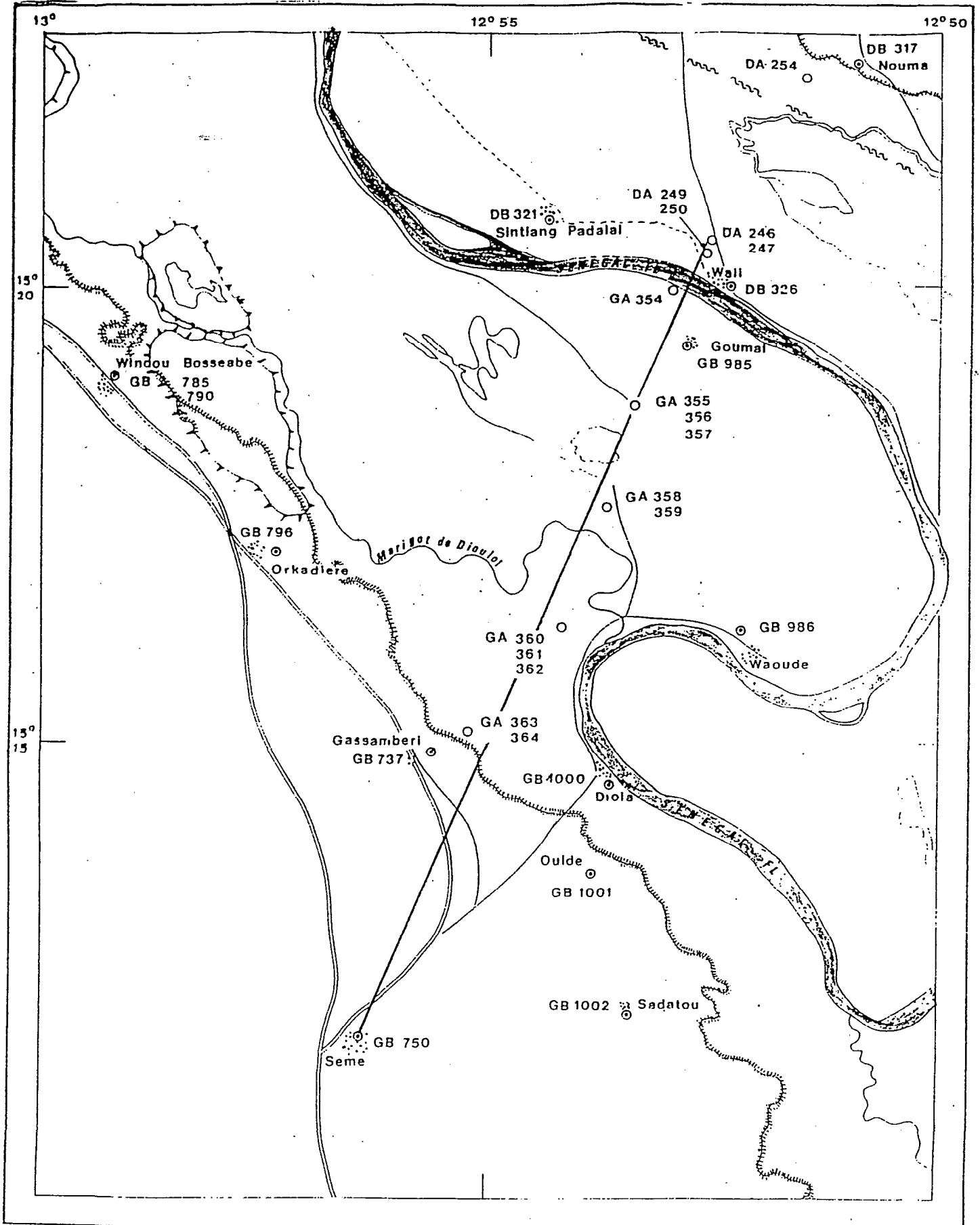
ANNEXE 3

Le dispositif des stations de pompage d'essai dans la moyenne vallé (Diagana, 1994)



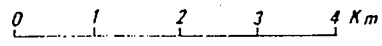
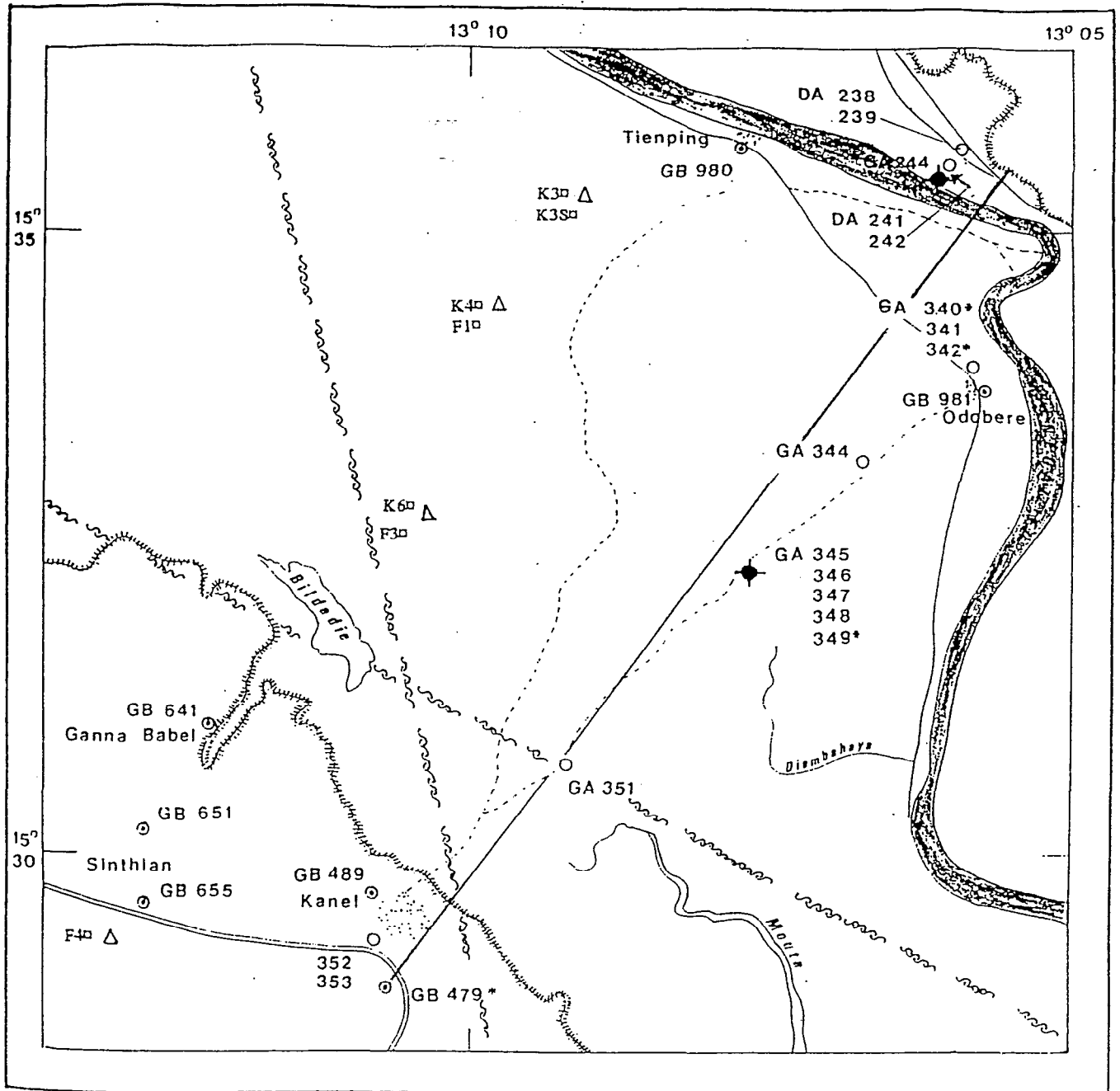
ANNEXE 4

Localisation de la ligne piézométrique N° 1 SEMME (Diagana, 1994)



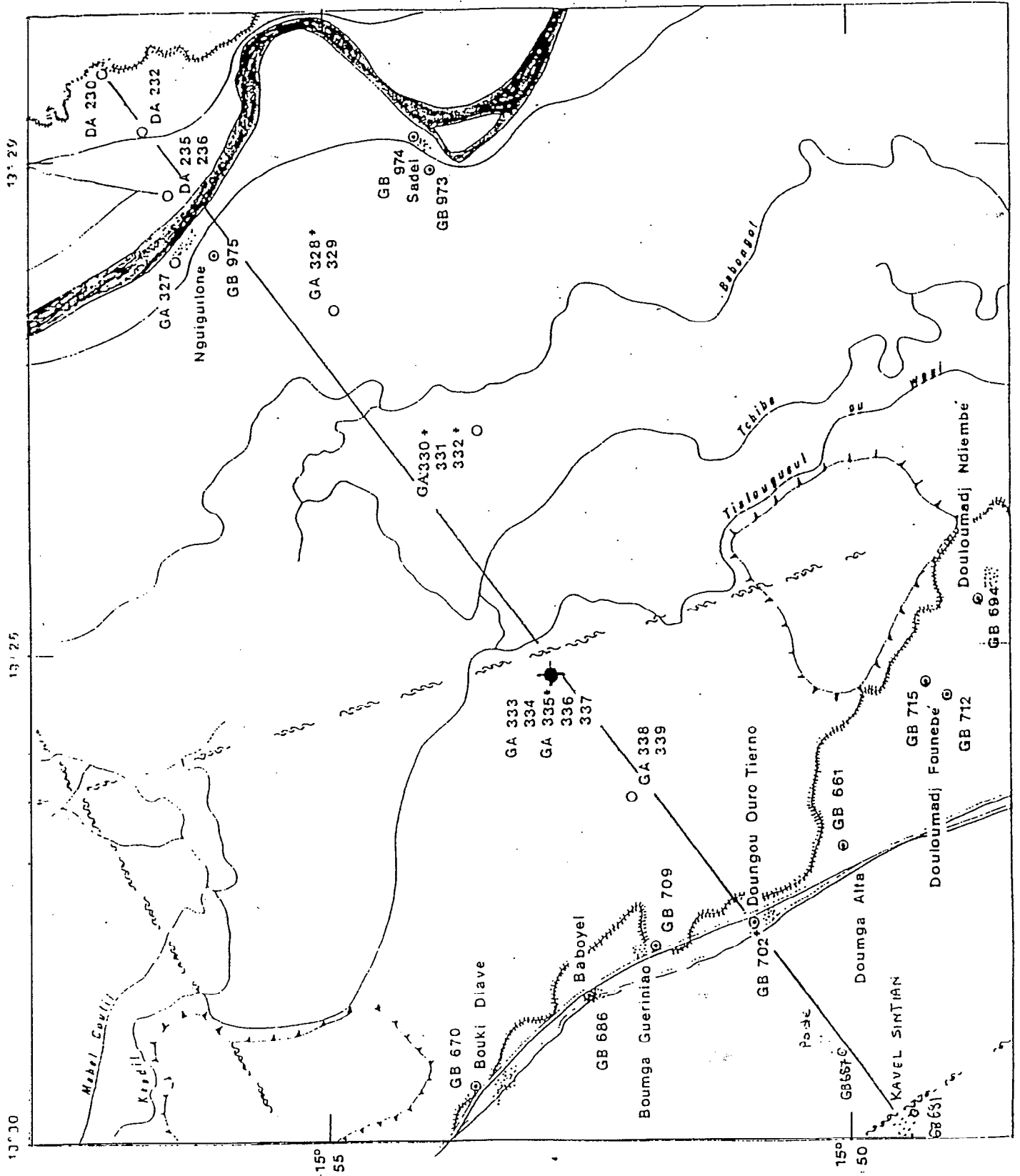
ANNEXE 5

Localisation de la ligne piézométrique N° 2 KANEL (Diagana, 1994)



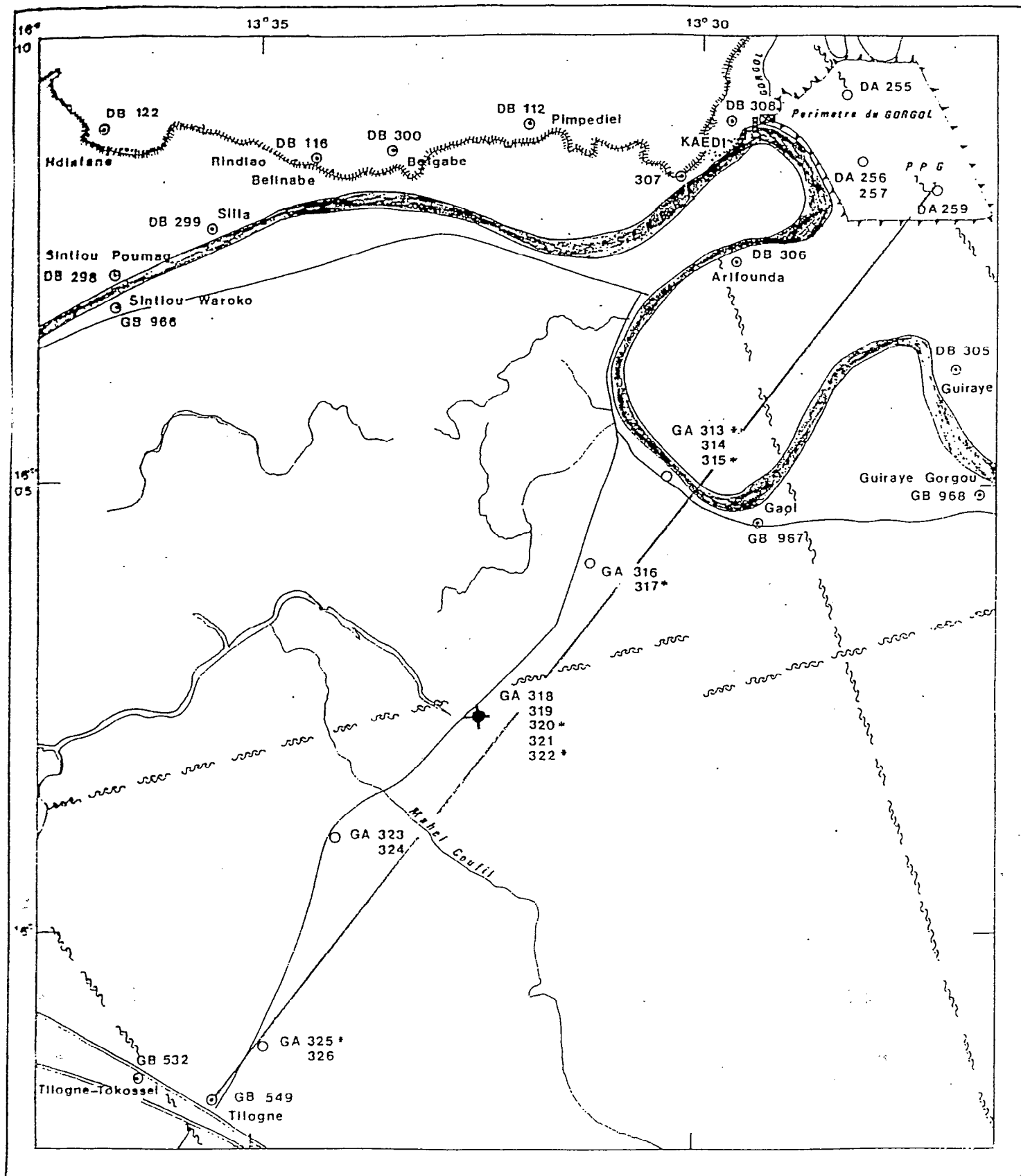
ANNEXE 6

Localisation de la ligne piézométrique N° 3 NGUILOGNE (Diagana, 1994)



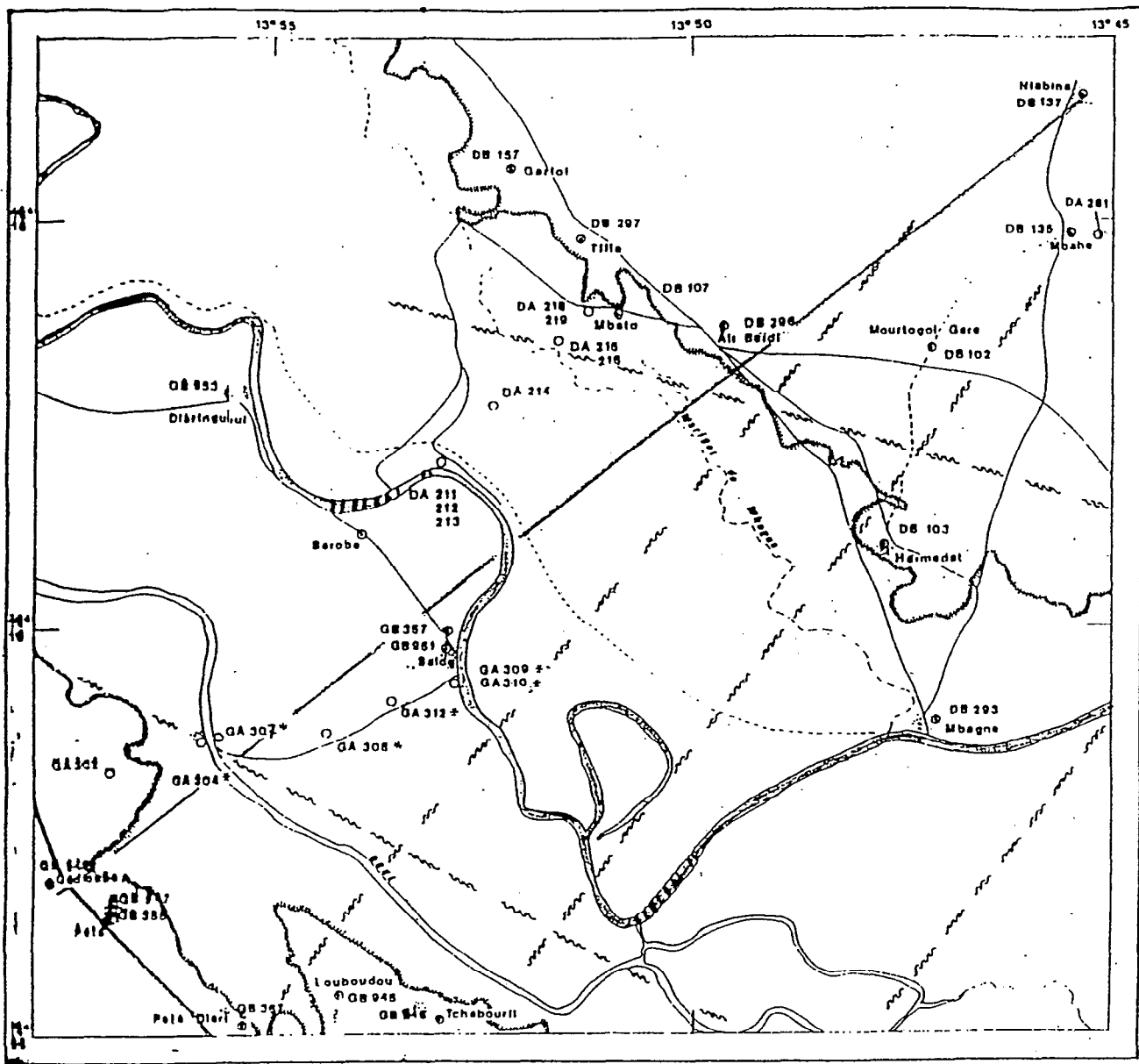
ANNEXE 7

Localisation de la ligne piézométrique N° 4 THILOGNE (Diagana, 1994)



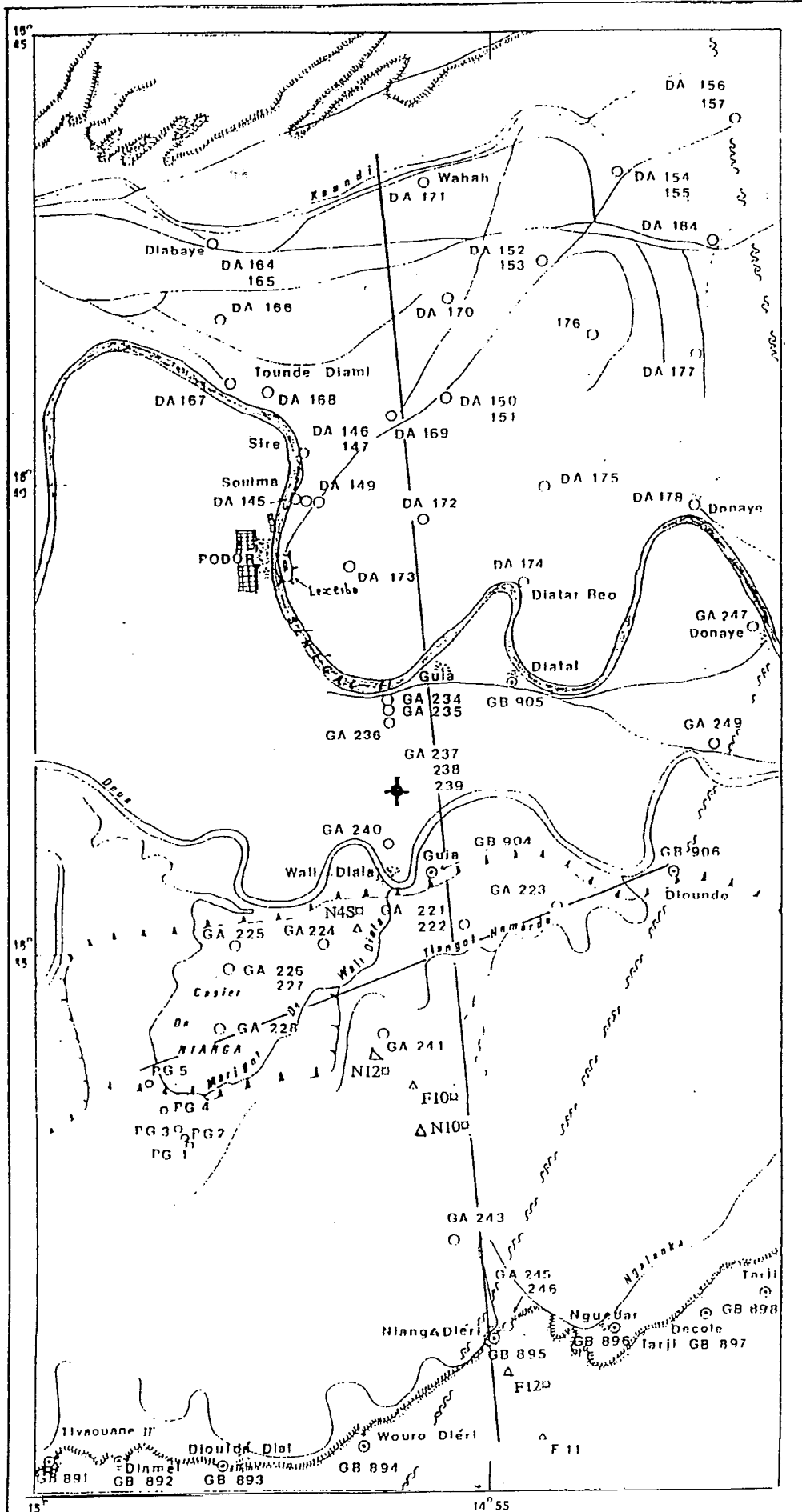
ANNEXE 8

Localisation de la ligne piézométrique N° 5 SALDE (Diagana, 1994)



ANNEXE 9

Localisation de la ligne piézométrique N° 6 PODOR (Diagana, 1994)



0 1 2 3 4 Km

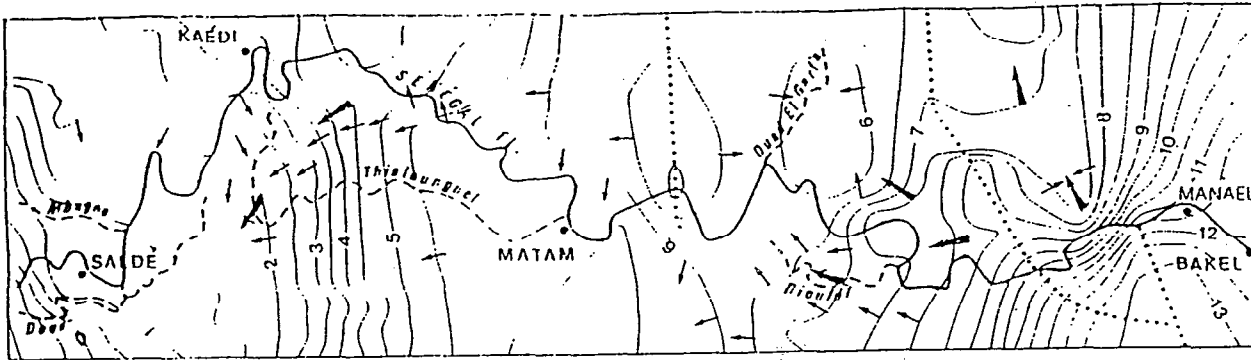
ANNEXE 10

Piézomètres identifiés et dates de mesure

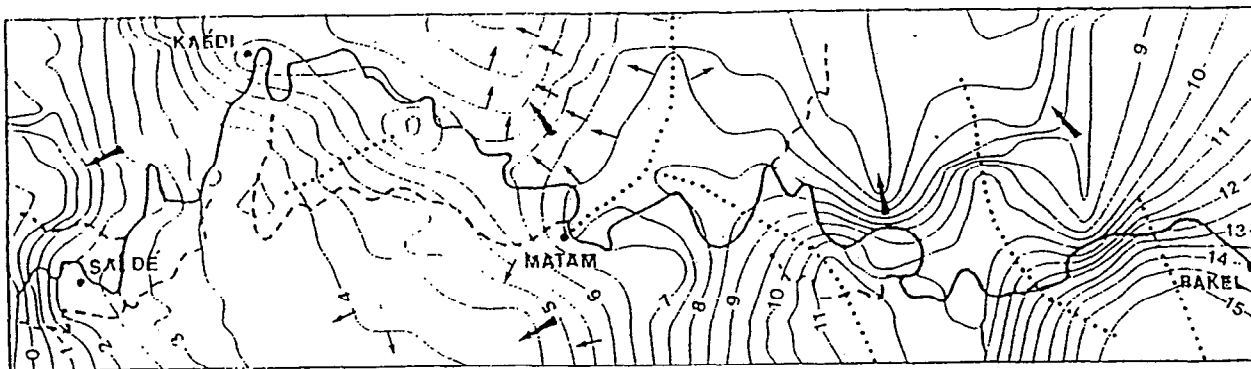
ANNEXE 11

Cartes piézométriques de la moyenne vallée du Sénégal (Diagana, 1994)

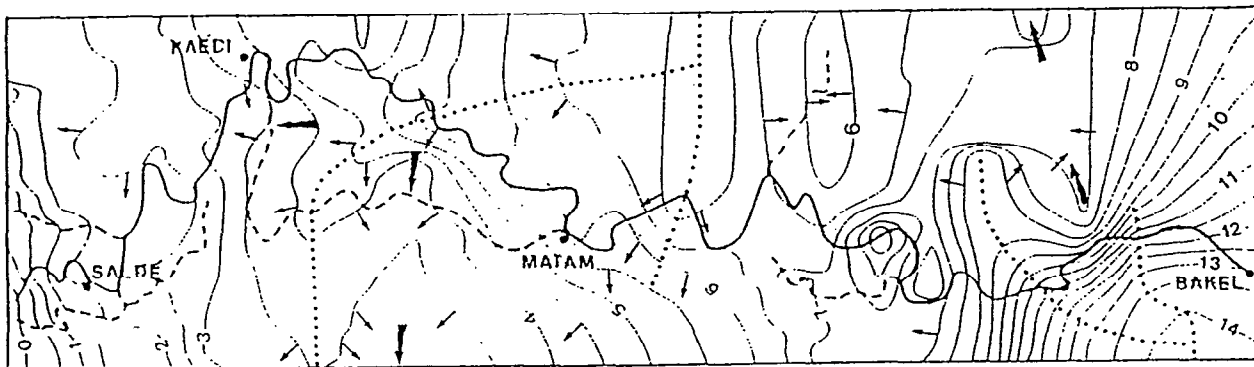
JUIN 1988



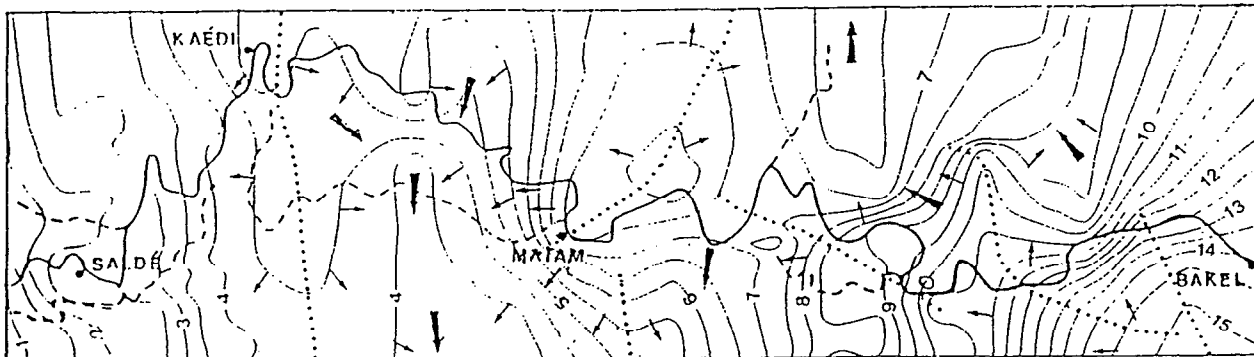
NOVEMBRE 1988



JUIN 1989



NOVEMBRE 1989

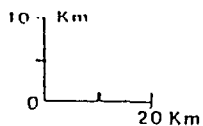


..... Ligne de partage des eaux

--- Courbe isopéze

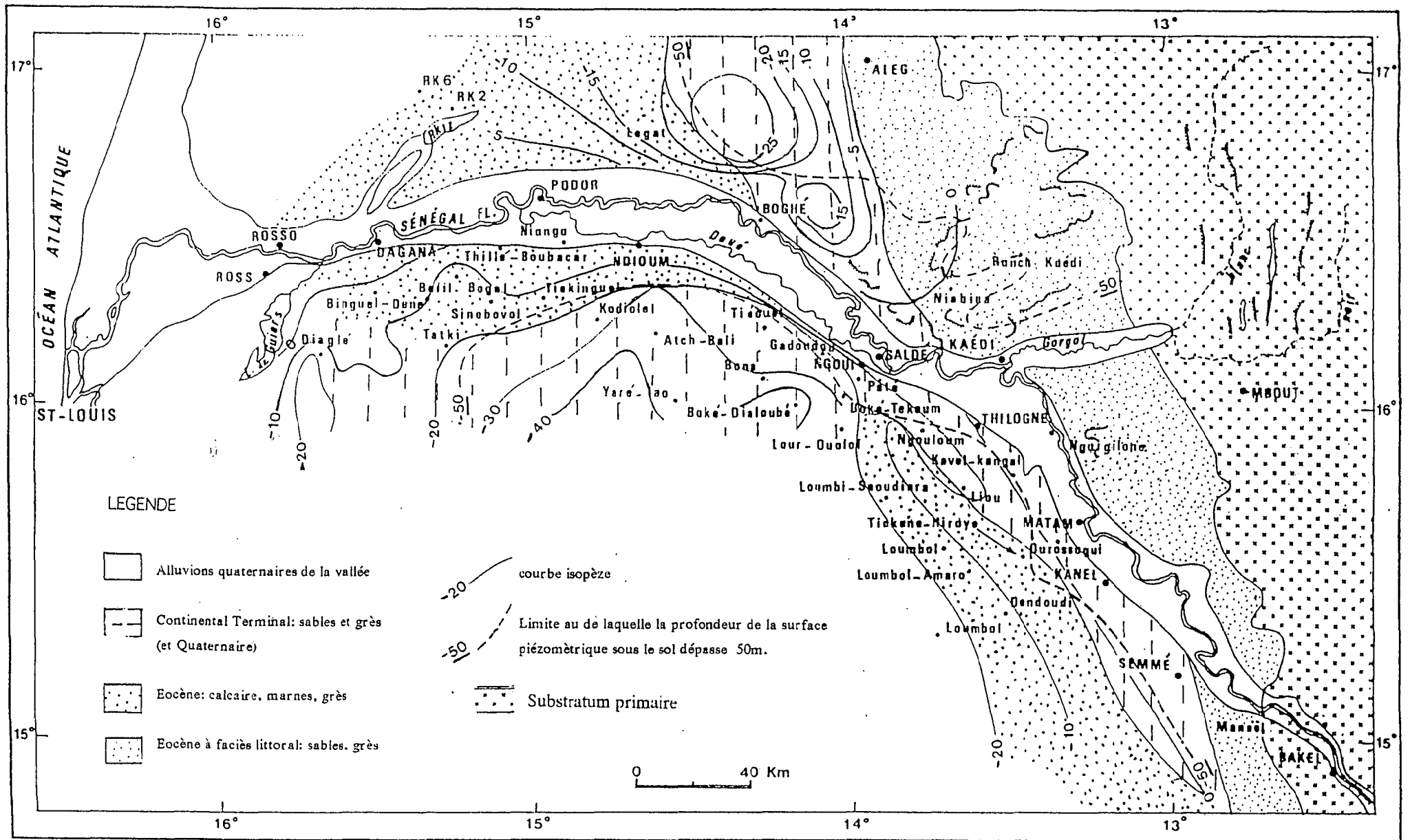
→ Direction de l'écoulement

— Ligne de courant



ANNEXE 12

Carte hydrogéologique des nappes phréatiques (Diagana, 1994)



Variation des niveaux par rapport à la distance des cours d'eau en 1989

