

**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

THESE

Discipline : Sciences de la Terre et de l'Univers
Formation doctorale : Sciences de la Vie et de la Terre
Ecole Doctorale : Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosciences,
Environnement

Présentée et soutenue publiquement par :

Rim ZAIRI

Le 18/12/2008

**Etude géochimique et hydrodynamique de la nappe libre du
Bassin du Lac Tchad dans les régions de Diffa (Niger
oriental) et du Bornou (nord-est du Nigeria)**

Jury

M. Aws ALOUINI , Professeur, INAT, Tunis	Examineur
M. Guillaume FAVREAU , Chargé de Recherche, IRD, Montpellier	Examineur
M. Marc LEBLANC , Enseignant Chercheur, James Cook University, Cairns, Australie	Rapporteur
M. Christian LEDUC , Directeur de Recherche, IRD, Montpellier	Président
Mme Anne Marie LEZINE , Directrice de Recherche, CNRS, Gif-sur-Yvette	Rapporteur
M. Séverin PISTRE , Professeur, Université de Montpellier II	Directeur de thèse
M. Jean Luc SEIDEL , Chargé de Recherche, CNRS, Montpellier	Codirecteur

Remerciements

Ce travail n'aurait pas vu le jour sans la rencontre de Mme Anne Coudrain, directrice de recherche à l'IRD, qui m'a offert ce sujet très intéressant. Je lui exprime toute ma gratitude pour la confiance qu'elle m'a accordée.

Je remercie très sincèrement Jean Luc Seidel, mon directeur de thèse, pour avoir encadré ce travail. Je le remercie pour ses conseils, pour son aide précieuse dans la rédaction de cette thèse et pour son soutien infailible lors des moments "difficiles".

Je remercie aussi sincèrement Guillaume Favreau, mon codirecteur de thèse, qui m'a guidée et largement conseillée tout au long du travail. Je le remercie notamment pour m'avoir appris à aimer le "terrain".

Je remercie vivement Christian Leduc pour ses conseils avisés et pour sa disponibilité. J'exprime toute ma gratitude à Aws Alouini pour ses précieuses qualités humaines, son intérêt à ce travail et son soutien. Mes remerciements vont aussi à Ibrahim Baba Goni (Université de Maiduguri) pour son aide lors des missions au Nigeria et pour les précieux documents qu'il a mis à notre disposition.

Je remercie particulièrement mes deux rapporteurs, Anne Marie Lézine et Marc Leblanc pour leur relecture critique et pertinente du manuscrit.

Je tiens à remercier Séverin Pistre pour sa collaboration et pour sa sympathie et d'avoir accepté d'être mon directeur de thèse "officiel".

Au Niger, où j'ai passé plusieurs mois, je remercie Yahaya Nazoumou pour son hospitalité et son aide lors des missions de terrain. Je tiens aussi à remercier tous les nigériens de l'IRD. Je pense à Abdoulaye Oumarou, Moussa Abdou Boubacar, Ramatou Issaka, Issa Mounkaila....Je remercie tout le personnel du Ministère de l'Hydraulique pour son aide, en particulier Mouha Ahamadou de la Documentation pour les prêts d'ouvrages. Je remercie aussi le service de la Direction Départementale de l'Hydraulique de Diffa pour leur accueil et pour leur collaboration. Je remercie Luc Descroix pour son amitié. Au Nigeria, je remercie du fond du cœur Musa Aji. Sans sa collaboration, les missions au Bornou auraient été beaucoup plus dures.

A Montpellier, je remercie Sandra Van-Exter et Marie-Ange Cordier qui ont réalisé la majeure partie des analyses chimiques. Je tiens aussi à remercier tout le personnel de l'IRD de Tunis.

Je n'oublierai pas toutes les amitiés qui m'ont rendu les déplacements entre Tunis, Montpellier et Niamey très agréables. Merci à Zakia Jenhaoui, Houda Boudhrâa, Hadil Ibrahim, Aïssata Boubaker, Cristina Bicalho, Marwan Ben Hammadi, Marion égal, Odile Bruneel, Pierre Diello, Chaker Aouadi, Olfa Riahi, Nanée Chahinian, Manon Rabanit, Marion Rabiet, Kenza Najib...

Je remercie ma famille qui m'a toujours soutenue et eu foi en moi. Merci mes parents, mes frères et ma petite sœur. Enfin, je remercie tout particulièrement Jawhar, mon cher mari qui n'a cessé de supporter mes absences... Merci d'avoir toujours été là pour moi... Tu sais la part que tu as dans cette thèse...

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION - 9 -

PARTIE I **CADRE DE L'ETUDE** - 12 -

CHAPITRE I	PRESENTATION DU MILIEU PHYSIQUE	- 13 -
I.1	SITUATION GEOGRAPHIQUE DE LA ZONE D'ETUDE	- 13 -
I.2	MECANISMES CLIMATIQUES GENERAUX ET DONNEES CLIMATIQUES	- 14 -
I.2.1	Circulation atmosphérique générale	- 14 -
I.2.2	Typologie des pluies	- 14 -
I.2.3	Données climatiques actuelles	- 15 -
I.2.4	Paléoclimats	- 18 -
I.3	GEOMORPHOLOGIE, HYDROLOGIE	- 21 -
I.3.1	Traits géomorphologiques	- 21 -
I.3.2	Hydrologie de surface	- 23 -
I.4	CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL	- 26 -
I.4.1	Evolution géologique anté-Pliocène	- 26 -
I.4.2	Sédimentation plio-quadernaire	- 27 -
I.5	CONTEXTE HYDROGEOLOGIQUE	- 29 -
I.5.1	Aquifères profonds	- 29 -
I.5.2	Aquifère Pliocène	- 29 -
I.5.3	Aquifère quadernaire	- 30 -

CHAPITRE II	FONCTIONNEMENT HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE QUADERNAIRE	- 33 -
II.1	INTRODUCTION	- 33 -
II.2	PIEZOMETRIE	- 33 -
II.2.1	Les chroniques récemment acquises	- 34 -
II.2.2	Critique et représentativité des mesures piézométriques	- 35 -
II.2.3	Carte piézométrique	- 36 -
II.3	PROCESSUS DE RECHARGE DE LA NAPPE LIBRE	- 37 -
II.3.1	Processus de recharge et d'évaporation dans l'erg du Manga	- 38 -
II.3.2	Processus de recharge à proximité du réseau hydrographique	- 42 -
II.3.3	Processus de recharge sur les dépressions piézométriques	- 47 -
II.4	CONCLUSION	- 52 -

PARTIE II **HYDROCHIMIE ET GEOCHIMIE ISOTOPIQUE** - 54 -

CHAPITRE I	INDICATEURS GEOCHIMIQUES DE L'ORIGINE ET DE L'EVOLUTION DES EAUX SOUTERRAINES	- 55 -
I.1	INTRODUCTION	- 55 -
I.2	PROTOCOLE EXPERIMENTAL	- 55 -
I.2.1	Prélèvement et conditionnement des échantillons	- 55 -

I.2.2	Représentativité de l'échantillonnage	- 58 -
I.3	PHYSICO-CHIMIE ET FACIES CHIMIQUES	- 59 -
I.3.1	Mesures physico-chimiques (température, conductivité électrique et pH)	- 59 -
I.3.2	Minéralisation totale et faciès chimiques	- 62 -
I.4	PROCESSUS D'ACQUISITION DE LA MINERALISATION	- 68 -
I.4.1	Ions majeurs	- 68 -
I.4.2	Evolution des éléments en trace	- 85 -
I.5	CONCLUSION	- 98 -

CHAPITRE II	GEOCHIMIE ISOTOPIQUE (^{18}O, ^2H)	- 100 -
II.1	INTRODUCTION	- 100 -
II.2	CARACTERISTIQUES DES POLES D'INFLUENCE	- 100 -
II.2.1	Les précipitations	- 100 -
II.2.2	Les écoulements de surface	- 101 -
II.3	TENEURS DANS LES EAUX SOUTERRAINES	- 102 -
II.4	ORIGINE DES EAUX ET PROCESSUS DE RECHARGE	- 107 -
II.4.1	Les lignes de flux Komadougou Yobé - centre des dépressions piézométriques	- 107 -
II.4.2	Lignes de flux lac Tchad - centre des dépressions piézométriques	- 108 -
II.4.3	Lignes de flux dune-centre des dépressions piézométriques	- 112 -
II.5	ORIGINES DES FORTES CONCENTRATIONS DES CHLORURES AUX CENTRES DES DEUX DEPRESSIONS	- 112 -
II.6	CONCLUSION	- 114 -

PARTIE III
MODELISATION HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE QUATERNAIRE - 116 -

CHAPITRE I	DEVELOPPEMENT DU MODELE CONCEPTUEL	- 117 -
I.1	INTRODUCTION	- 117 -
I.2	PIEZOMETRIE	- 117 -
I.2.1	Définition d'un état stationnaire	- 117 -
I.3	CONFIGURATION DU RESERVOIR	- 118 -
I.3.1	Choix des limites du modèle	- 118 -
I.3.2	Le mur de l'aquifère	- 118 -
I.3.3	Le toit de l'aquifère	- 121 -
I.3.4	Discretisation	- 121 -
I.3.5	Paramètres hydrodynamiques	- 122 -
I.4	CONCLUSION : GAMME DES ESTIMATIONS ET INCERTITUDES POUR LA MODELISATION	- 126 -

CHAPITRE II	MODELISATION DE LA NAPPE LIBRE A L'ETAT STATIONNAIRE	- 128 -
II.1	INTRODUCTION	- 128 -
II.2	HISTORIQUE DES TRAVAUX DE MODELISATION HYDRODYNAMIQUES AU BLT	- 128 -
II.3	LIMITES HYDRODYNAMIQUES	- 129 -
II.3.1	Conditions de rivière	- 129 -
II.3.2	Conditions de flux	- 131 -
II.3.3	Conditions internes	- 133 -
II.4	CALAGE DU MODELE	- 135 -
II.4.1	Répartition spatiale des conductivités hydrauliques	- 135 -
II.4.2	Répartition spatiale de la recharge nette	- 136 -
II.5	ANALYSES DE SENSIBILITE DU MODELE	- 139 -
II.5.1	Sensibilité vis-à-vis de la recharge nette	- 139 -

II.5.2	Sensibilité vis-à-vis des conductances et des conductivités hydrauliques	- 141 -
II.6	CONCLUSION	- 143 -
CHAPITRE III ESSAI DE MODELISATION DE LA NAPPE LIBRE EN REGIME TRANSITOIRE - 144 -		
III.1	INTRODUCTION	- 144 -
III.2	ETAPE I: SIMULATION DE LA PIEZOMETRIE INITIALE : NAPPE LIBRE EN EQUILIBRE HYDRODYNAMIQUE AVEC LE MEGALAC TCHAD	- 145 -
III.2.1	La nappe du Manga à 6300 ans B.P	- 145 -
III.2.2	Résultat des simulations et analyse de sensibilité vis-à-vis de la recharge nette	- 146 -
III.3	ETAPE II : SIMULATION DE L'EVOLUTION DE LA NAPPE LIBRE DEPUIS 6300 ANS B.P.	- 151 -
III.3.1	Conditions aux limites	- 151 -
III.3.2	Discrétisation temporelle	- 154 -
III.3.3	Résultats des simulations	- 154 -
III.3.4	Analyse de sensibilité du modèle	- 158 -
III.4	CONCLUSION	- 162 -
CHAPITRE IV MODELISATION COUPLEE: HYDRODYNAMIQUE-TRANSPORT DES CHLORURES- 163 -		
IV.1	INTRODUCTION	- 163 -
IV.2	APERÇU SUR LES FONDEMENTS THEORIQUES	- 163 -
IV.3	HYPOTHESES SUR LES CONCENTRATIONS INITIALES EN CHLORURES	- 164 -
IV.3.1	Essais de quantification	- 165 -
IV.3.2	Hypothèse sur la concentration des chlorures dans les précipitations	- 166 -
IV.4	RESULTATS DU MODELE	- 166 -
IV.5	CONCLUSION	- 172 -
<u>SYNTHESE ET CONCLUSION</u>		- 174 -
<u>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES</u>		- 180 -
<u>ANNEXES</u>		- 192 -

LISTE DES FIGURES

PARTIE I

CADRE DE L'ETUDE

- Figure 1: Carte topographique et hydrographique du bassin du lac Tchad (GTOPO30, USGS).....- 13 -
- Figure 2 : Circulation des vents et déplacement de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) en juillet-août (A) et en janvier-février (B) (d'après Leroux, 1996).- 14 -
- Figure 3 : Localisation des stations de mesures (A) - Températures moyennes mensuelles à Maiduguri, Maïné Soroa et N'guigmi entre 1961-1990 (B).- 15 -
- Figure 4 : Evolution interannuelle des précipitations à Diffa, N'guigmi et Maiduguri.....- 16 -
- Figure 5 : Carte représentant les isohyètes moyennes de la décennie 1980 (Niel et al., 2005).- 17 -
- Figure 6 : A : Variations relatives du rapport Précipitation/Evaporation (P/E) sur le bassin du lac Tchad depuis 40 000 ans B.P. (d'après Servant, 1983).- 19 -
- Figure 7 : Carte montrant le contour du Mégalaïc Tchad (Leblanc et al., 2006a). SLC : Standard Lake Chad ; SM : seuil de Mayo Kebbi ; SB : Seuil de Bahr el Ghazal.....- 22 -
- Figure 8 : Coupe SE-NW du lac Tchad expliquant son fonctionnement hydrologique (Lemoalle, 1989).....- 23 -
- Figure 9 : Images montrant l'évolution de la surface lacustre du lac Tchad au cours des années 1963 (Grand Lac), 1973 (transition vers le Petit Lac), 1987 et 2001 (Petit Lac).- 24 -
- Figure 10 : Carte du bassin hydrographique et des principaux cours d'eau dans la zone d'étude...- 25 -
- Figure 11: Hydrogrammes mensuels de la Komadougou Yobé (1994-2000) d'après données DDH de Diffa.....- 26 -
- Figure 12 : Carte géologique simplifiée du bassin du lac Tchad (Eberschweiler, 1993)- 28 -
- Figure 13 : Coupe géologique SW-NE dans le bassin du lac Tchad (Schneider, 2004).....- 30 -
- Figure 14 : Carte piézométrique de l'aquifère quaternaire à l'échelle du bassin du lac Tchad au cours des années 1960 (dans Leblanc, 2002 d'après Schneider 1969 et UNESCO-PNUD 1972).- 32 -
- Figure 15 : Répartition spatiale des points de mesure durant la période 2003-2006- 35 -
- Figure 16 : Carte piézométrique de la nappe phréatique du Quaternaire. Cote du lac Tchad : 282m.....- 37 -
- Figure 17 : Modèle conceptuel du fonctionnement hydrologique d'une oasis du Manga (Carter, 1994).- 39 -
- Figure 18 : Evolution piézométrique de la nappe libre dans une cuvette dunaire du Manga entre 1997 et 1998 (in Gaultier, 2004 ; Données ONG KARKARA).- 40 -
- Figure 19 : Fluctuations piézométriques dans trois puits de la plaine de la Komadougou Yobé de 1994 à 2004 (A), Hydrogrammes de la Komadougou Yobé à Bagara de 1994 à 1998 (B).- 43 -
- Figure 20 : Evolution du niveau de l'eau dans le puits d'Ari Koukouri entre 1990 et 2004- 45 -
- Figure 21 : Localisations des suivis piézométriques de la nappe libre dans la plaine du Kadzell....- 48 -
- Figure 22 : Evolution piézométrique dans la plaine du Kadzell.....- 49 -
- Figure 23 : Données thermiques à la fin de la saison de pluie en 1999. Météosat (Leblanc, 2002). - 50 -

PARTIE II

HYDROCHIMIE ET GEOCHIMIE ISOTOPIQUE

- Figure 24 : Carte des puits et forages échantillonnés et localisation des points cités dans le texte (Missions 2004-2005-2006).....- 57 -
- Figure 25 : Profils de température et de conductivité à la remontée dans le forage CDA de Diffa (plaine de la Komadougou Yobé).- 60 -
- Figure 26 : Profils de température et de conductivité électrique à la remontée dans le forage SEEN à N'guigmi (bordure du lac Tchad).- 60 -

Figure 27 : Distribution spatiale de la conductivité électrique ($\mu\text{S.cm}^{-1}$) et piézométrie de la nappe libre.....	- 62 -
Figure 28: Diagramme de Piper des eaux souterraines et des eaux de surface.....	- 65 -
Figure 29 : Diagramme de Piper des eaux de surface et des eaux souterraines selon leur localisation.....	- 66 -
Figure 30 : ACP des eaux souterraines : a) la dépression du Kadzell ; b) la dépression du Bornou ; c) la plaine de la Komadougou Yobé ; d) la bordure du lac Tchad et les îles de la cuvette nord.	- 67 -
Figure 31 : Distribution des teneurs en chlorures (meq.L^{-1}) dans les eaux souterraines et piézométrie de la nappe libre.....	- 69 -
Figure 32 : Na^+ vs. Cl^- (A) et $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ vs. Cl^- (B) dans les eaux souterraines des dépressions du Kadzell et du Bornou.	- 70 -
Figure 33 : Diagrammes des teneurs ioniques en fonction des chlorures dans les plaines du Kadzell et du Bornou. Situation par rapport aux droites de mélange binaire entre les eaux de pluie et l'eau au centre de la dépression.	- 73 -
Figure 34 : Diagrammes des teneurs ioniques en fonction des chlorures dans les plaines du Kadzell et du Bornou. Situation par rapport aux droites de mélange binaire entre les eaux de la rivière et l'eau au centre de la dépression.	- 74 -
Figure 35 : Evolution de Ca^{2+} en fonction de HCO_3^- des eaux souterraines. 1) Droite de dissolution/précipitation de la calcite ; 2) Droite de dissolution/précipitation de la dolomite.....	- 76 -
Figure 36 : Relation entre l'excès en Ca^{2+} et en HCO_3^- par rapport au mélange parfait avec les eaux de recharge actuelle dans les dépressions du Kadzell et du Bornou.....	- 76 -
Figure 37 : Evolution de Na^+ en fonction de HCO_3^- dans les eaux souterraines.	- 77 -
Figure 38 : Relation entre l'excès en Na^+ et en HCO_3^- par rapport au mélange avec les eaux de recharge actuelle dans les dépressions du Kadzell et du Bornou.	- 78 -
Figure 39 : Evolution de Ca^{2+} en fonction de SO_4^{2-} dans les eaux souterraines.....	- 79 -
Figure 40 : Relation entre l'excès en Ca^{2+} et en SO_4^{2-} par rapport au mélange avec les eaux de recharge actuelle dans les dépressions du Kadzell et du Bornou.	- 80 -
Figure 41: Evolution de Na^+ en fonction de en SO_4^{2-} dans les eaux souterraines.....	- 80 -
Figure 42 : Relation entre l'excès en Na^+ et en HCO_3^- par rapport au mélange parfait avec les eaux de recharge actuelle dans les dépressions du Kadzell et du Bornou.	- 81 -
Figure 43 : Répartition spatiale des teneurs en silice dans les eaux souterraines (mg.L^{-1}) et piézométrie de la nappe libre.....	- 83 -
Figure 44 : Localisation des eaux souterraines dans un diagramme de stabilité du système $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$	- 84 -
Figure 45 : Localisation des eaux souterraines dans un diagramme de stabilité du système $\text{Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$	- 84 -
Figure 46 : Relation entre Cl et Br/Cl dans les eaux pluviales à Diffa (Niger) et à Maiduguri (Nigéria).....	- 86 -
Figure 47 : Evolution du rapport Br/Cl en fonction des teneurs en Cl dans les eaux souterraines suivant les lignes de flux rivière-centre de la dépression du Bornou.....	- 87 -
Figure 48 : Evolution du rapport Br/Cl en fonction des teneurs en Cl dans les eaux souterraines suivant les lignes de flux dune-centre de la dépression du Bornou.....	- 87 -
Figure 49: Evolution du rapport Br/Cl en fonction des teneurs en Cl dans les eaux souterraines suivant les lignes de flux lac Tchad-centre de la dépression du Bornou.....	- 88 -
Figure 50 : B/Cl vs. Cl dans la Komadougou Yobé et dans les eaux souterraines suivant les directions de flux rivière-centre des dépressions piézométriques.....	- 89 -
Figure 51 : B/Cl vs. Cl dans les eaux de la Komadougou Yobé et dans les eaux souterraines depuis la bordure sud-ouest de la dépression vers son centre.....	- 90 -
Figure 52 : B/Cl vs. Cl dans les eaux de la Komadougou Yobé et dans les eaux souterraines depuis la bordure du lac Tchad vers les centres des dépressions.....	- 91 -
Figure 53 : Li/Cl vs. Cl dans la Komadougou Yobé et dans les eaux souterraines suivant les directions de flux rivière-centre des dépressions piézométriques.....	- 93 -

Figure 54 : Excès relatifs normalisés de B^{3+} et Li^+ dans les eaux souterraines du Kadzell (A) et du Bornou (B).....	- 94 -
Figure 55 : Sr/Cl vs. Cl dans la Komadougou Yobé et dans les eaux souterraines suivant les directions de flux rivière-centre des dépressions piézométriques.	- 95 -
Figure 56 : Evolution des teneurs en Rb^+ en fonction des teneurs en Ba^{2+} dans les eaux souterraines.....	- 96 -
Figure 57 : Evolution des teneurs en K^+ en fonction des teneurs en Ba^{2+} dans les eaux souterraines	- 97 -
Figure 58 : Li/Cl vs. Cl dans les eaux de la Komadougou Yobé et dans les eaux souterraines depuis la bordure sud-ouest de la dépression vers son centre.....	- 98 -
Figure 59 : Evolution des teneurs en Rb^+ en fonction des teneurs en Ba^{2+} dans les eaux souterraines....	- 98 -
Figure 60 : Diagramme δ^2H vs $\delta^{18}O$ dans les eaux du lac Tchad et de la Komadougou Yobé	- 102 -
Figure 61 : Diagramme δ^2H vs. $\delta^{18}O$ des eaux souterraines	- 103 -
Figure 62 : Comparaison entre teneurs en $\delta^{18}O$ et Cl dans les couples Puits/Forage de la plaine du Kadzell.....	- 105 -
Figure 63 : Comparaison entre teneurs en $\delta^{18}O$ et Cl dans les couples Puits/Forage en bordure de la Komadougou Yobé.....	- 106 -
Figure 64 : Comparaison entre teneurs en $\delta^{18}O$ et Cl dans les couples Puits/Forage en bordure du lac Tchad.....	- 106 -
Figure 65 : $\delta^{18}O$ vs. Cl dans les eaux de la Komadougou Yobé et dans les eaux souterraines suivant la direction de flux rivière-centre de la dépression	- 108 -
Figure 66 : Evolution des teneurs en $\delta^{18}O$ vs. Cl dans les eaux souterraines suivant une ligne de flux lac Tchad-centre de la dépression piézométrique du Bornou.	- 110 -
Figure 67 : Evolution des teneurs en $\delta^{18}O$ vs. Cl dans les eaux souterraines suivant une ligne de flux lac Tchad-centre de la dépression piézométrique du Kadzell.	- 111 -
Figure 68 : Evolution des teneurs en $\delta^{18}O$ vs. Cl dans les eaux souterraines suivant une ligne de flux dunes-centres des dépressions piézométriques.....	- 112 -

PARTIE III

MODELISATION HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE QUATERNAIRE

Figure 69 : Cartographie du mur de l'aquifère quaternaire dans la zone étudiée.....	- 120 -
Figure 70 : Configuration de l'aquifère quaternaire dans le modèle hydrodynamique (coupe Est-Ouest). Interpolation par krigeage.....	- 120 -
Figure 71 : Configuration de l'aquifère quaternaire dans le modèle hydrodynamique (coupe Nord-Sud). Interpolation par krigeage.	- 121 -
Figure 72 : Répartition des transmissivités issues des essais de pompages (Miller et al., 1968 ; OFEDES, 1983-1988-1989 ; FORACO, 1985-1987, WARDROP, 1993)	- 123 -
Figure 73 : Répartition spatiale des débits spécifiques ($m^3 \cdot h^{-1} \cdot m^{-1}$)	- 124 -
Figure 74 : Histogramme des débits spécifiques mesurés au Niger et au Nigéria.....	- 125 -
Figure 75: Relation entre transmissivités et débits spécifiques (Q_s) dans la plaine du Kadzell et à Goudoumaria (Manga).....	- 125 -
Figure 76 : conditions aux limites appliquées au modèle hydrodynamique	- 133 -
Figure 77 : Résultat du calage du modèle en régime permanent	- 137 -
Figure 78 : Distribution spatiale de la recharge nette	- 138 -
Figure 79 : Distribution spatiale des perméabilités.....	- 138 -
Figure 80 : Répartition spatiale de la piézométrie simulée en régime permanent, en augmentant la recharge au nord du Kadzell et au sud du Bornou de 0,2 mm. (A): sans modification des conductivités hydrauliques ; (B): après modification des conductivités hydrauliques selon (B1).	- 140 -
Figure 81 : Piézométrie simulée en régime permanent, en diminuant la recharge nette au niveau des dépressions piézométriques de 0,1 mm.an ⁻¹	- 141 -

Figure 82 : Piézométrie simulée en régime permanent, en multipliant les perméabilités du Kadzell et du Bornou par 10. (A) : sans modifications des recharges nettes issues du calage ; (B) en diminuant les recharges nettes sur les dépressions de 50%	- 142 -
Figure 83 : Coupe schématique Est-Ouest du modèle. A : Etat initial où la nappe libre est en équilibre avec le Mégalac Tchad ; B : Etat intermédiaire après le retrait du Mégalac Tchad ; C : Piézométrie actuelle avec apparition d'une dépression piézométrique sous l'effet de l'évapotranspiration et de la lenteur des flux latéraux.....	- 145 -
Figure 84 : Résultat de la simulation en régime permanent avec Mégalac Tchad.....	- 148 -
Figure 85 : Distribution spatiale de la recharge nette.....	- 148 -
Figure 86: Carte piézométrique de la nappe libre.....	-149 -
Figure 87 : Distribution spatiale de la recharge nette	- 155 -
Figure 88 : Evolution de la piézométrie dans les puits d'observation du Kadzell.	- 156 -
Figure 89 : Evolution de la piézométrie dans les puits d'observation du Bornou.....	- 156 -
Figure 90 : Comparaison entre la piézométrie mesurée et la piézométrie simulée dans 3 piézomètres de la plaine du Kadzell.	- 157 -
Figure 91: Piézométrie de la nappe libre à différents pas de temps en régime transitoire pour une porosité uniforme= 10%.....	-159 -
Figure 92 : Piézométrie de la nappe libre à différents pas de temps en régime transitoire pour une porosité uniforme= 10%.....	-160 -
Figure 93 : Evolution piézométrique à Kosseyri (A) et à Likitiré (B) selon les deux scénarios.....	- 161 -
Figure 94 : Distribution des concentrations des chlorures pour l'hypothèse 1(Θ aquifère = 10%)	- 167 -
Figure 95 : Distribution des concentrations des chlorures, hypothèse II , Θ aquifère = 10%.....	- 168 -
Figure 96 : Distribution des concentrations des chlorures, hypothèse II.....	- 169 -
Figure 97 : Evolution des [Cl] dans quelques puits du Kadzell	- 170 -
Figure 98 : Evolution des [Cl] dans certains puits du Bornou (Θ Kadzell = Θ Bornou = 7%).....	- 170 -
Figure 99 : Evolution temporelle des concentrations des chlorures à Zuwo Burari (A), NjidoMari (B) et Bagara (C)	- 171 -
Figure 100 : schéma simplifié de l'accumulation des sels dans la zone non saturée de l'aquifère sous l'effet de l'évapotranspiration.	- 172 -

SYNTHESE ET CONCLUSION

Figure 101 : Coupe schématique N-S de la nappe libre.....	- 175 -
---	---------

LISTE DES TABLEAUX

PARTIE II **HYDROCHIMIE ET GEOCHIMIE ISOTOPIQUE**

Tableau 1 : <i>Rapports ioniques des précipitations, de la rivière et des centres des deux dépressions piézométriques</i>	- 71 -
Tableau 2 : <i>Rapports ioniques et teneurs en O-18 et D dans les eaux aux centres des dépressions piézométriques</i>	- 114 -

PARTIE III **MODELISATION HYDRODYNAMIQUE DE L'AQUIFERE QUATERNAIRE**

Tableau 3 : <i>Bilan hydrique de la nappe phréatique après calage du modèle en régime pseudo-permanent</i>	- 143 -
Tableau 4 : <i>Valeurs maximales et minimales des recharges nettes appliquées au modèle en régime transitoire</i>	- 155 -
Tableau 5 : <i>Concentrations initiales des chlorures dans les eaux souterraines, les eaux de surface et la pluie</i>	- 166 -
Tableau 6 : <i>Concentrations initiales des chlorures dans le modèle (mg.L⁻¹)</i>	- 168 -

SYNTHESE ET CONCLUSION

Tableau 7 : <i>Présentation synthétique des processus de recharge et de minéralisation dans les dépressions du Kadzell et du Bornou</i>	- 176 -
---	---------

Introduction

Avec près de 2,5 millions de km², le Bassin du Lac Tchad (BLT) est le plus vaste bassin endoréique au monde. Situé dans une zone sub-humide à aride contrôlée principalement par les fluctuations latitudinales des flux de mousson, le BLT est soumis à des aléas extrêmes des facteurs environnementaux. Son endoréisme et son caractère semi-aride amplifient sa sensibilité face à ces aléas.

L'aquifère quaternaire du BLT couvre une superficie de plus de 500 000 km². Il occupe le centre de la cuvette tchadienne et se sépare de l'aquifère pliocène artésien sous-jacent par l'intermédiaire d'une épaisse couche argileuse. Notre zone d'étude, de plus de 200 000 km², correspond à l'étendue de cet aquifère au sud-est du Niger (le Kadzell) et au nord-est du Nigéria (Etat du Bornou). Dans ces régions, les eaux de surface (le lac Tchad et la rivière Komadougou Yobé) sont caractérisées, comme souvent en climat sahélien, par une extrême irrégularité des débits. Dans de nombreuses régions de notre zone d'étude, la nappe libre de l'aquifère quaternaire offre le seul accès en eau permanent à la population. L'étude de sa dynamique et de son chimisme est donc d'une importance cruciale.

Les dimensions et la nature des problèmes hydrogéologiques de l'aquifère quaternaire du BLT justifient la multiplicité et la diversité des études scientifiques qui y sont consacrées. Les campagnes de mesures piézométriques et d'échantillonnages des eaux souterraines, entreprises depuis des dizaines d'années (Pirard, 1967; Greigert et Sauvel, 1970 ; PNUD-UNESCO-CBLT, 1972 ; Maglione, 1976 ; Carmouze, 1976 ; Chouret et Mathieu, 1976 ; Roche, 1980 ; Gac, 1980 ; Leduc-PNUD, 1991; Leduc et al., 2000 ; Goni, 2002 ; Leblanc, 2002; Gaultier, 2004 ; Favreau et al., 2005 ; Lemoalle et al., 2005 ; Maduabuchi et al., 2006 ; Goni, 2006...), ont permis d'apporter les éléments de connaissance primordiaux pour la compréhension du fonctionnement hydrologique de cet aquifère. Elles ont permis de souligner d'importantes disparités hydrodynamiques alliées à une forte hétérogénéité spatiale de la composition chimique et isotopique des eaux souterraines. Cependant, les investigations hydrochimiques, en particulier, s'étalent sur des périodes assez courtes et les échantillonnages n'ont été effectués que dans des régions limitées du bassin. Ils sont par conséquent insuffisants pour représenter la variabilité spatio-temporelle des événements géochimiques.

L'objectif de cette thèse est de contribuer à l'acquisition et la valorisation d'une base de données chimiques et piézométriques sur l'aquifère quaternaire afin d'identifier les processus hydrogéochimiques actuels et passés dans les deux régions du Kadzell et du Bornou. Le sujet de

la thèse a pour base scientifique le volet géochimique du programme PNRH "Impacts climatiques et anthropiques sur le fonctionnement hydrologique dans le bassin du lac Tchad" (Favreau et al., 2005). C'est à travers les objectifs multidisciplinaires de ce programme qu'a été abordée l'hydrogéochimie de l'aquifère phréatique du Quaternaire. A l'origine, le sujet avait pour buts l'exploration de l'évolution spatiale de la chimie de la nappe libre dans notre zone d'étude et l'apport des éléments de connaissance pour établir un bilan sur l'élément conservatif (Cl⁻). Pour répondre à cette question, il est très vite apparu qu'il était nécessaire, en plus d'une étude géochimique et isotopique, de comprendre et de simuler l'évolution hydrodynamique de l'aquifère depuis au moins l'Holocène moyen (6 300 ans B.P.). Un travail de modélisation hydrodynamique, couplée ensuite à un modèle de transport de chlorures, a donc été entrepris avec les données anciennes et nouvellement acquises.

La thèse a été effectuée en alternance entre les centres de l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD) à Tunis (Tunisie) et à Niamey (Niger) et au laboratoire HydroSciences de Montpellier (France). Elle a bénéficiée d'une bourse du Département Soutien et Formation (DSF) de l'IRD.

Cette thèse a également bénéficié du soutien financier du programme ANR Sahelp (Sahara and Sahel : lessons from the past) coordonné par Anne Marie Lézine (2007-2009) et dont ce travail constitue un des volets hydrologiques.

Le travail a été articulé en trois grandes phases. La première phase a été consacrée à l'acquisition des données géochimiques et isotopiques. J'ai effectué trois missions de terrain en collaboration avec la Direction Régionale de l'Hydraulique de Diffa et le Département de Géologie de l'Université de Maiduguri. Les missions réalisées viennent compléter les travaux antérieurs effectués dans les deux régions entre 1960 et 2002 (PNUD-UNESCO-CBLT, 1972 ; PNUD-FAO-CBLT, 1973 ; Leduc-PNUD, 1991 ; Sabljak, 1998 ; Gaultier, 2004 ; Goni, 2006).

Dans un second temps, les résultats géochimiques sur l'ensemble de la nappe libre au Niger et au Nigéria sont étudiés pour identifier les processus majeurs de l'évolution géochimique en réponse à l'hydrodynamique. Une attention particulière a été accordée aux dépressions piézométriques du Kadzell et du Bornou. Profondes et exemptes de toute recharge moderne (Leduc-PNUD, 1991 ; Leblanc, 2002 ; Gaultier, 2004), ces dépressions représentent des archives paléo-hydrogéologiques indéniables. L'idée de base est d'utiliser les éléments majeurs et en trace, en particulier les éléments conservatifs tels que Cl, Br et Li pour tracer l'origine des eaux souterraines et leur relation avec les eaux de surface. Outre la géochimie classique, les isotopes stables de la molécule de l'eau (²H_{H2O}, ¹⁸O_{H2O}) ont été utilisés pour retracer les mécanismes de recharge. En nous intéressant à ces "creux" de la nappe libre aux cœurs des plaines du Kadzell et du Bornou, les processus de recharge actuels et passés ont été mieux définis.

Enfin, la dernière partie est consacrée à la modélisation hydrodynamique de l'aquifère quaternaire. L'objectif de nos travaux de modélisation est, en première étape, de préciser les flux actuels entrants et sortants en régime permanent. La modélisation a été étendue en régime transitoire pour simuler l'évolution de la nappe depuis le retrait du Mégalac Tchad, il y a 6 300

ans. Dans une seconde étape, les simulations numériques sont poursuivies pour proposer un modèle paléohydrologique de l'évolution de la nappe libre et de son creusement dans les régions du Kadzell et du Bornou, cohérent avec les propriétés hydrodynamiques et les résultats acquis en géochimie. Les simulations numériques ont été ensuite axées sur la conception d'un modèle de transport des chlorures. La robustesse de la modélisation se heurte à plusieurs contraintes majeures telles que l'insuffisance des mesures des paramètres hydrodynamiques et l'extrême difficulté à imposer des conditions initiales plausibles pour le régime transitoire. Par conséquent, des hypothèses parfois fortes ont été émises. Dans certains cas, il n'a pas été possible de mettre en évidence des éléments prouvant ou réfutant ces hypothèses. Le choix s'est alors porté sur les hypothèses jugées les plus vraisemblables au moment de notre étude.

Partie I

Cadre de l'étude

Chapitre I

Présentation du milieu physique

I.1 Situation géographique de la zone d'étude

Le bassin du lac Tchad se situe au centre de l'Afrique soudano-sahélienne en bordure sud du Sahara. Il s'étend du 7° au 26° de latitude nord et du 7° au 25° de longitude est. Il occupe une superficie de près de $2,5.10^6$ km². Ses limites naturelles sont formées par une série de massifs montagneux : Hoggar et Tibesti au nord ; Ennedi et Ouaddaï à l'est ; Adamaoua et plateau de l'Oubangui au sud ; Aïr à l'ouest (*figure 1*).

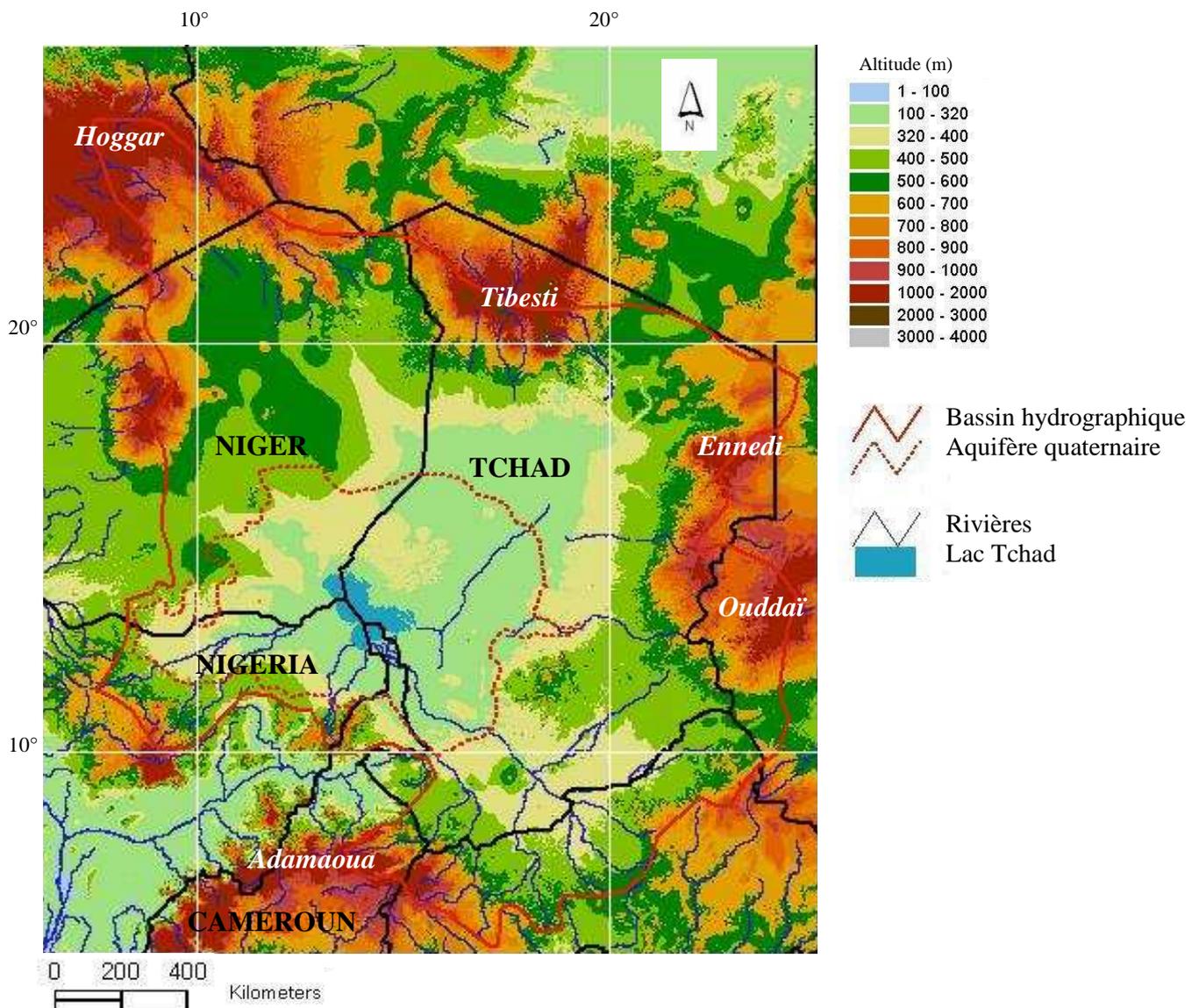


Figure 1: Carte topographique et hydrographique du bassin du lac Tchad (source GTOPO30, USGS).

La partie hydrologiquement active ne couvre que 700 000 km², dont 600 000 km² pour le bassin du Chari. L'aquifère quaternaire, dont la superficie est de 500 000 km², occupe une zone de transition entre le Nord saharien et le Sud sahélien. La zone étudiée dans ce mémoire est située à la fois sur les territoires des républiques du Niger (Région de Diffa, Niger oriental) et du Nigéria (Etat du Bornou, nord-est du Nigéria) et s'étend approximativement entre 10° et 15° Est et entre 10° et 15° Nord. Ces régions représentent deux géosystèmes étagés en latitude, dont les caractéristiques géomorphologiques sont très similaires.

I.2 Mécanismes climatiques généraux et données climatiques

I.2.1 Circulation atmosphérique générale

Le climat dans notre zone d'étude s'insère dans le cadre régional de celui de la frange tropicale sahélienne. Les phénomènes météorologiques sont régis par l'antagonisme dynamique et thermique des masses d'air qui y convergent : l'alizé continental chaud et sec, l'harmattan, et l'anticyclone austral humide de Ste Hélène. En se biseautant, ces deux masses forment autour de la frange sahélienne un flux convergent qui surmonte la zone méridienne de convergence intertropicale (ZCIT). La position de la ZCIT varie très sensiblement au cours de l'année et son activité n'est ni continue ni régulière en étendue ou en intensité. En janvier-février, la ZCIT atteint sa position la plus méridionale ; en juillet-août, elle pénètre amplement à l'intérieur du continent et atteint sa position la plus septentrionale, dessinant les frontières de la mousson d'été au dessus de l'Afrique sahélienne (figure 2).

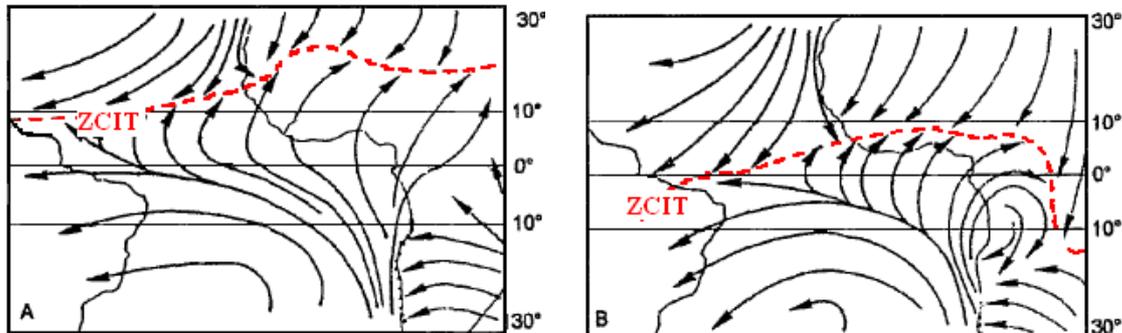


Figure 2 : Circulation des vents et déplacement de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) en juillet-août (A) et en janvier-février (B) (d'après Leroux, 1996).

I.2.2 Typologie des pluies

Le front intertropical (FIT), trace au sol de la ZCIT, correspond à une aire de basses pressions repérable par un alignement de nuages convectifs à fort développement vertical (cumulonimbus). Le passage au sol du FIT détermine la saison des pluies et celle-ci est d'autant plus tardive et brève que l'on se déplace vers le nord. La typologie des systèmes convectifs est liée à leur disposition le long du FIT : du nord au sud, on distingue des orages locaux, des convections de méso-échelle (CME) ou lignes de grain, puis des convections fortes à pluies continues (Leroux, 1996). Les lignes de grains génèrent l'essentiel des pluies au Sahel (D'Amato et Lebel, 1998). Le déplacement d'une zone de basse pression entre deux noyaux anticycloniques engendre des

pulsations dynamiques circulant d'est en ouest en hautes altitudes : le Jet d'Est Africain (JEA) et le Jet d'Est Tropical (JET) (Janicot et Fontaine, 1993). Ces ondes d'Est, induisent des phénomènes de subsidence forcée ou de convection dynamique et provoquent une ondulation du FIT ou amplifient les ondulations déjà existantes. Les recherches sur la variabilité inter-annuelle des précipitations au Sahel ont mis en avant le rôle des fluctuations de l'intensité du JEA lors de la sécheresse (Duvet, 1990). Les perturbations étaient corrélées avec le cumul pluviométrique des événements et leurs intensités (Mathon et Laurent, 2001).

I.2.3 Données climatiques actuelles

La zone de notre étude est soumise à un régime aride à subaride. De novembre à mars, le FIT est situé bien loin au sud du lac : l'harmattan règne et la saison sèche est absolue. A partir d'avril, le FIT commence à remonter nettement vers le nord. Il atteint sa position la plus septentrionale en juillet et août, puis rétrograde rapidement vers le sud et la saison sèche s'installe de nouveau à la fin du mois de septembre. Ce schéma général, relativement simple, subit de très fortes variations dans l'espace et dans le temps. Vers le nord et vers l'est, le gradient climatique traduit une accentuation vers l'aridité ; les précipitations diminuent, les températures augmentent, l'évaporation croît et s'accompagne d'une baisse importante de l'humidité relative. Les températures moyennes inter-annuelles sont illustrées par trois stations climatiques situées dans les limites de la zone d'étude : Maïné Soroa, N'guigmi et Maiduguri. Les chroniques disponibles ont été établies entre 1951 et 1990 (données FAO). Les températures moyennes inter-annuelles sont de 28,1°C à Maïné Soroa, à N'guigmi de 27,9°C et à Maiduguri de 27,3°C avec un écart-type respectif de 3,9, 4,1 et 3,4°C. La forme des variations est visiblement la même pour les trois stations à part un léger décalage du maximum à Maiduguri. On distingue sur l'année un maximum en avril-mai et un minimum en décembre-janvier pour un écart mensuel de 11°C (figure 3). Le minimum du mois d'août est moins marqué à N'guigmi, station située le plus à l'est, par contre l'abaissement des températures hivernales y est le plus prononcé.

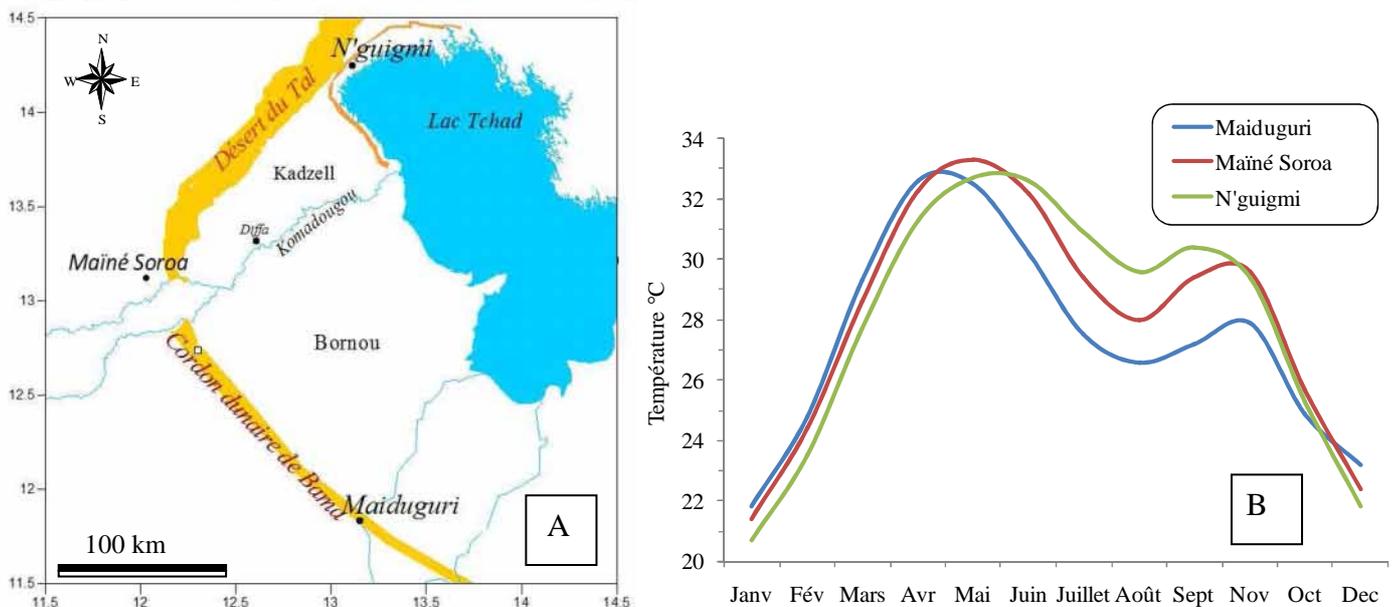


Figure 3 : Localisation des stations de mesures (A) - Températures moyennes mensuelles à Maiduguri, Maïné Soroa et N'guigmi entre 1951-1990 (B).

I.2.3.1 Régime pluviométrique

Le régime pluviométrique dans notre zone d'étude est unimodal. La majorité absolue des précipitations annuelles tombent pendant les mois de juillet et août, mais restent notables en septembre. Dans ce cadre climatique, l'irrégularité de la pluie, à l'échelle spatiale et temporelle, est un caractère prépondérant. La variabilité spatio-temporelle des précipitations est accentuée dans la zone saharienne, où la pluviométrie, en moyenne inter-annuelle est faible et où certaines années ne connaissent pas de pluie (Hess et al., 1995 ; Niel et al., 2005). Les précipitations annuelles passent de 800 mm à 15 mm entre les latitudes 10°N et 18°N. La liaison est linéaire jusqu'au 14^{ème} parallèle environ avec un gradient décroissant vers le nord d'environ 150 mm par 100 km. En revanche, malgré le mouvement est-ouest des grands systèmes de précipitations sur le BLT, la répartition des points est indépendante de la longitude (Niel et al., 2005). La *figure 4*, présente l'évolution interannuelle des précipitations dans les stations pluviométriques de Diffa, N'guigmi et Maiduguri. Elle retranscrit l'organisation latitudinale des précipitations.

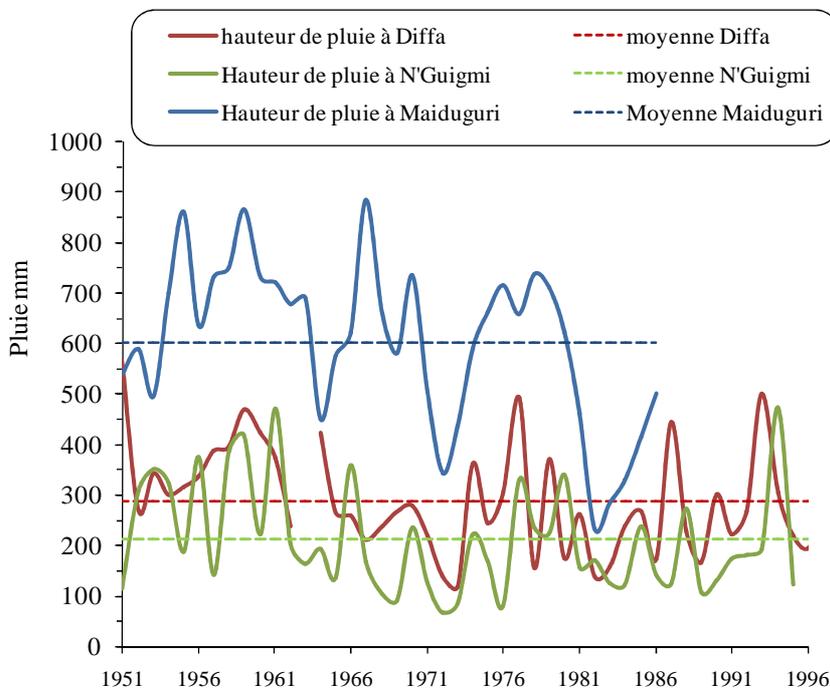


Figure 4 : Evolution interannuelle des précipitations à Diffa, N'guigmi et Maiduguri.

Pendant ces 30 dernières années, les isohyètes ont régressé vers le sud avec un déficit pluviométrique relatif de 25 à 40% sur l'ensemble des stations (Mbonu, 1991 ; Mahé et al., 2001, Niel et al., 2005). Niel et al. (2005) notent que les stations méridionales ont connu dès les premières années de la décennie 1960 une réduction de leur pluviométrie, à l'exception de Maiduguri dont la date de rupture retenue est 1970, tandis que les stations plus au nord ont été affectées 4 ou 5 ans plus tard, ce qui laisse supposer un déplacement sud-nord de la baisse des précipitations. La baisse des précipitations atteint son paroxysme dans les années 1980 (*figure 5*). Le gradient pluviométrique est passé de 1,5 mm.km⁻¹ dans les années 1950 à 1,2 mm.km⁻¹ sur la

décennie 1980 entre les latitudes 10°N et 14°N. Les données disponibles après 1990 ne permettent pas de conclure à une inversion de tendance (Niel et al., 2005).

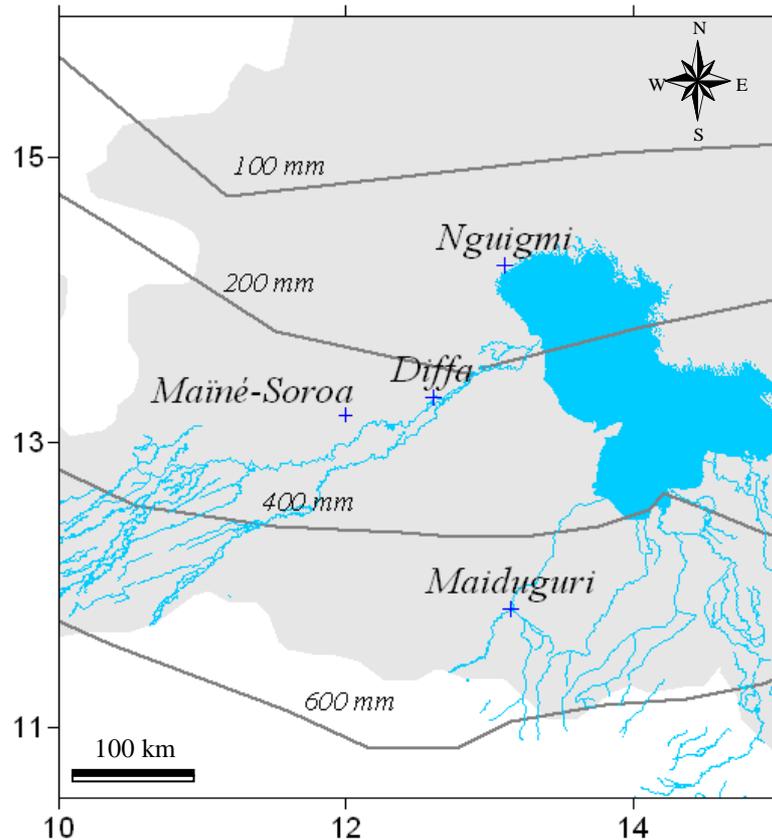


Figure 5 : Carte représentant les isohyètes moyennes de la décennie 1980 (Niel et al., 2005).

I.2.3.2 Humidité relative et évapotranspiration

L'humidité relative est le principal paramètre qui contrôle le taux d'évaporation des eaux de surface. Disponible seulement à N'guigmi (période 1951-1990), l'humidité relative est maximale avec l'arrivée des pluies. Au mois d'août, quand les événements pluvieux sont plus fréquents et intenses, les valeurs peuvent être temporairement supérieures à 90%. En dehors de la saison des pluies, le renforcement de l'harmattan assèche l'atmosphère qui devient donc très évaporant. L'humidité relative de l'atmosphère peut descendre jusqu'à 20% au cœur de la saison sèche, au mois de mars. A Maiduguri, nous ne disposons pas de chroniques temporelles. Seule une valeur moyenne est enregistrée dans les bases de données de la FAO égale à 49%.

L'évaporation a été estimée à partir d'un bac à évaporation classe A aux stations de Mainé-Soroa et N'guigmi dont on dispose d'une trentaine de chroniques annuelles. Les valeurs obtenues sont de l'ordre de 2400 et 2380 mm.an⁻¹ respectivement à N'guigmi et à Mainé-Soroa. Ces valeurs, plusieurs fois supérieures aux précipitations annuelles, ont donc un rôle prépondérant dans les bilans hydriques. Des évaluations par formules théoriques proposent des taux moyens annuels d'évaporation compris entre 2100 et 2200 mm.an⁻¹ (Riou, 1972), se rapprochant alors des données à N'Guigmi et Mainé Soroa. De même, les mesures réalisées entre 1991-1994 sur le site de

Banizoumbou, à proximité de Niamey et à même latitude que Mainé Soroa, fournissent une moyenne de 2900 mm.an⁻¹ (Ehrmann, 1999).

L'évapotranspiration potentielle diminue du nord au sud parallèlement à l'augmentation en intensité de la pluviosité et en durée de la saison des pluies. Son estimation n'est que théorique, calculée le plus souvent par application des formules empiriques de Turc et Penman. Aucune valeur n'est connue sur le secteur étudié mais on peut se référer à des valeurs moyennes qui encadrent notre zone d'étude : ainsi Gallaire (1995) propose une ETPTurc à Agadez de 2456 mm.an⁻¹, en région saharo-sahélienne, et Mbonu (1991) une ETPTurc d'environ 1700 mm.an⁻¹ sur le Plateau de Jos au Nigeria.

I.2.4 Paléoclimats

La définition des grandes phases climatiques des derniers millénaires est le résultat d'une approche pluridisciplinaire réalisée sur des dépôts lacustres répartis sur l'ensemble du bassin. Les sites explorés sont répartis du nord au sud a fin d'obtenir une chronologie climatique représentative :

- études paléolimnologiques : Faure et al. (1963) dans d'anciens lacs de piémonts à l'ouest du massif de Termit ; Servant-Vildary (1978) et Grunert et al. (1991) à proximité d'Agadem. ; Gasse, 2002) ;
- études palynologiques à proximité du lac Tchad (Maley, 1981) ;
- études stratigraphiques, datations au radiocarbone de carbonates et de matière organique dans les dépressions interdunaires de l'ancien erg du Manga au Niger et au Nigeria (Téhet et al. 1990 ; Salzmann et Waller, 1998), dans le Pays-Bas au Chad, (Servant, 1983 ; Fontes et Gasse, 1991) et sur la bordure occidentale du lac Tchad (Durand et al., 1984 ; Gasse, 2002).

I.2.4.1 Variations climatiques durant les 40 000 dernières années

A partir des nombreuses informations paléo-environnementales, trois grandes phases climatiques ont pu être repérées sur les 40 000 dernières années. Elles sont résumées par Servant et Servant-Vildary (1973) (*figure 6*) :

- une phase humide nommée épisode ghazalien en référence aux dépôts du Bahr-el-Ghazal à l'est du lac Tchad (40 000-20 000 ans B.P.) ; elle atteint ses maximums vers 38 000 et 22 000 ans B.P. (Durand et Lang, 1986). Cette période se caractérise par une hausse des niveaux des nappes phréatiques (Fontes et Gasse, 1991). Vers 22 000 ans B.P. le lac Tchad atteint une étendue deux à trois fois supérieure à l'actuel (Durand, 1982).
- une longue période aride dite épisode Kanémien (20 000-12 000 ans B.P.), reliée au dernier maximum glaciaire. L'aridité du climat a permis l'avancée de dunes vives à plusieurs centaines de kilomètres au sud des limites actuelles. Le remaniement éolien, étendu jusqu'à la frontière nord du Nigeria, a permis la mise en place d'un erg aujourd'hui fixé. Les dunes sont modelées en réponse à une dynamique éolienne de même directio

que l'harmattan actuel. L'aridité est centrée sur 18 000 ans B.P. Bien qu'entrecoupé par de courtes périodes humides, le Kanémien correspond au Sahel à la période la plus aride du Quaternaire récent (Durand et Lang, 1986 ; Rognon, 1991).

- à partir de 12 000 ans B.P., mais à des dates variables selon les sites, des conditions plus humides sont rapidement réapparues, en quelques siècles voire même en quelques décennies (Gasse et al., 1990 ; Gasse, 2000).

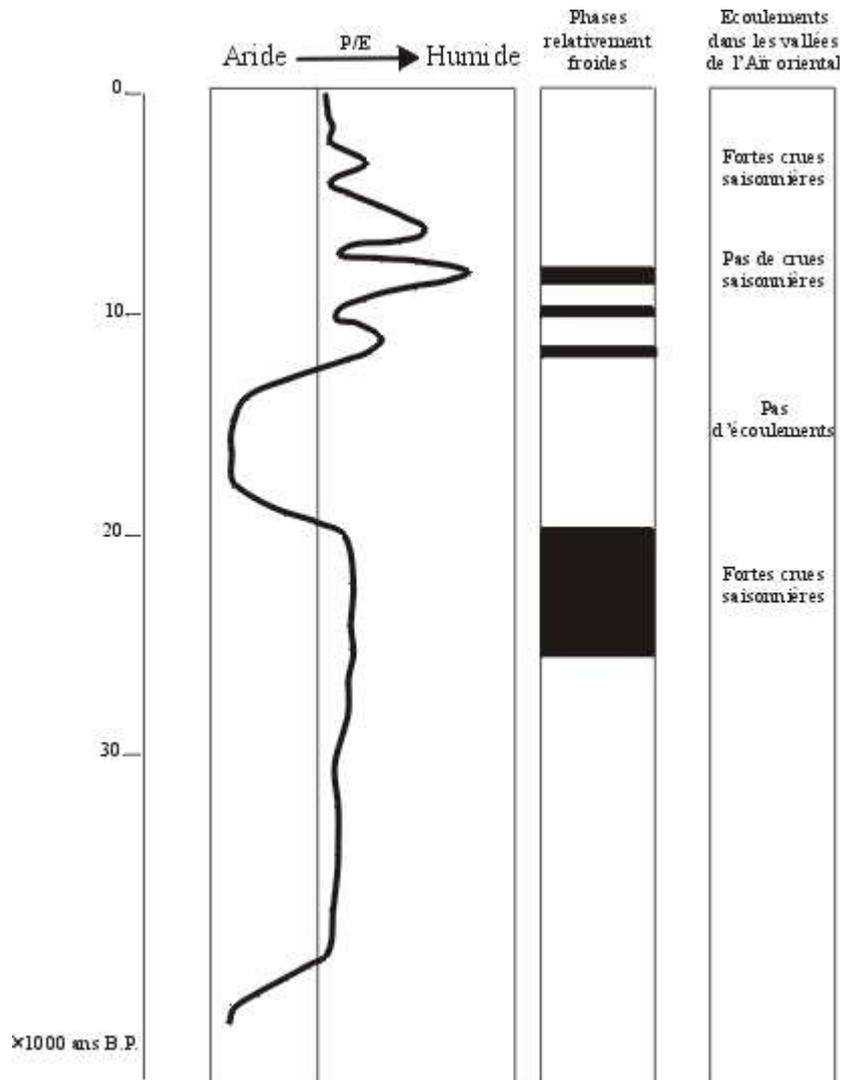


Figure 6 : A : Variations relatives du rapport Précipitation/Evaporation (P/E) sur le bassin du lac Tchad depuis 40 000 ans B.P. (d'après Servant, 1983).

I.2.4.1 Conditions climatiques au cours de l'Holocène

Les fluctuations des paramètres orbitaux de la terre par rapport au soleil ont joué un rôle majeur durant l'Holocène inférieur et moyen (Gasse, 2005 ; Kröpelin et al., 2008). Les variations climatiques y étaient d'une amplitude particulièrement considérable. La transition majeure vers des conditions plus humides aboutit entre 9 500 et 7 500 ans B.P. à un optimum climatique reconnu dans toute l'Afrique de l'Ouest (Lézine, 1996 ; Petit-Maire, 1999). La mousson,

nettement plus forte, pénètre au moins 5° plus au nord qu'aujourd'hui, avec des précipitations de l'ordre de 30% supérieures à celles de l'actuel sur la zone sahélienne. La nappe phréatique remonte pour affleurer dans les bas fonds interdunaires de l'actuel Sahara provoquant ainsi l'individualisation de plusieurs grandes mares (Fontes et Gasse, 1991). En parallèle, le ruissellement augmente occasionnant la formation de lacs de piedmont à proximité des massifs tels que Termit et Agadem. De nombreux lacs et marécages d'eau douce peu profonds se forment alors dans les dépressions topographiques de l'actuel Sahara (Fontes et Gasse, 1991 ; Kutzbach et al., 1996). À cette période humide est reliée le dernier creusement du réseau hydrographique sahélo-saharien (Pachur et Kröpelin, 1987). Un grand épisode de remplissage de plusieurs aquifères sud-sahariens où la recharge est actuellement faible ou nulle est également associé à cette période (Fontes et al., 1991 ; Fontes et al., 1993). L'organisation de la flore, fortement dépendante des conditions climatiques, va migrer vers le nord (Lézine, 1989) et une végétation soudanienne à guinéenne domine à cette époque à proximité des lacs interdunaires du Nigeria (Salzmann et Waller, 1998 ; Holmes et al., 1999).

Après une brève phase de dégradation climatique vers 7 500 ans B.P., une pulsation humide réapparaît vers 7 000 ans B.P. mais pas de manière uniforme sur le bassin. Les régions de Termit et du sud du Niger enregistrent une remontée lacustre tandis qu'à Agadem les bas fonds restent marécageux. Le lac Tchad aurait atteint sa cote maximale à cette période (vers 6 500 ans B.P. ; Thiemeyer, 1992).

À partir de 7000 - 6500 ans B.P., les conditions climatiques se sont progressivement dégradées, avec une influence croissante de la saison sèche et une plus grande instabilité du régime des cours d'eau. Après 6 000 ans B.P., la disparition des taxons de savane soudanienne compensée par le développement des taxons de formations herbeuses-boisées du Sahel témoigne d'une certaine détérioration climatique (Lézine, 1989). L'intensification de l'aridité entraîne, postérieurement à 4 500 ans B.P., la mise en place des conditions très semblables de l'actuel. Un court épisode humide de faible amplitude, situé entre 4 000 et 2 500 ans B.P., est cependant noté partout au Sahel, de manière plus ou moins marquée (Lézine et Casanova, 1989 ; Durand et Lang, 1986 ; Théhet et al., 1990). À cette ultime récurrence pluvieuse correspondrait une recharge préférentielle de certains aquifères sud-sahariens (Fontes et al., 1991).

Au cours des derniers 1000 ans, les variations d'énergie incidente seraient minimales (Gasse, 2005) et d'une manière globale, les conditions climatiques étaient très similaires à celles enregistrées de nos jours. La paléoclimatologie sahélienne des derniers 1 000 ans est connue par des chroniques orales et des interprétations sédimentologiques (Maley, 1993). Dans l'ensemble, le dernier millénaire a connu des conditions relativement stables à l'échelle de l'Holocène ; on peut cependant y distinguer des périodes humides et sèches, d'ampleurs parfois plus importantes que celles observées au cours du 20^{ème} siècle. Des périodes sèches ont eu lieu vers 670 ans B.P. (en 1280), 500 ans B.P. (en 1450), et 120 ans B.P. (en 1830). Ces périodes d'aridité ont parfois duré plusieurs décennies, comme dans les années 1400 où le lac Tchad est réputé s'être asséché (Maley, 1993). Réciproquement, des périodes plus humides existent. Les années autour de 750 ans B.P. 570 ans B.P., 430 ans B.P., 180 ans B.P. et 90 ans B.P. correspondent à des périodes humides prolongées.

La convergence de la chronologie des événements climatiques déduits de l'étude de ces séries sédimentologiques n'est pas aisée étant donnée l'indépendance des dépressions lacustres, la dispersion des stations de prélèvements et l'hétérogénéité des contextes topographiques et hydrologiques (Durand et Lang, 1986). Malgré le caractère apparemment bien établi de la chronologie d'ensemble de l'Holocène, les observations disponibles présentent encore des lacunes (Lézine et al., 2005) et des divergences subsistent (Durand et Lang, 1986 ; Fontes et Gasse, 1991 ; Petit-Maire, 1999).

I.3 Géomorphologie, Hydrologie

I.3.1 Traits géomorphologiques

Les grands traits morphologiques de notre zone d'étude (comme ceux du BLT) résultent essentiellement des alternances climatiques du Quaternaire. Les plaines du Kadzell et du Bornou sont localisées entre 12° et 15°Est et 10° et 14,5°Nord. Les deux plaines sont enclavées entre la rivière Komadougou Yobé, le lac Tchad et les cordons dunaires du Tal (au nord) et la Bama ridge (à l'ouest et au sud-ouest). La plaine du Kadzell se distingue d'une géomorphologie assez singulière avec une texture plus argileuse que les formations environnantes et une topographie assez plane. Les altitudes décroissent lentement de 310 m au pied de la dune à 280 m, niveau moyen du lac Tchad. En revanche, le Bornou présente des variations topographiques locales relativement plus marquées et est plus affectée par les phénomènes éoliens. Les parties occidentales des plaines du Kadzell et du Bornou surplombent le fossé de Ngel Edgi, d'axe nord-sud, mis en évidence par la gravimétrie et la prospection électrique (Louis, 1970). Ces failles recoupent les formations anciennes depuis le substratum jusqu'au Crétacé moyen. Les formations du Tchad, plus récentes, recouvrent entièrement ces discontinuités. Ce contexte tectonique pourrait suggérer une possible activité néotectonique responsable de la morphologie actuelle, thèse soutenue par Durand (1995). Les déplacements successifs du lit de la Komadougou Yobé lors de la remise en activité des failles au cours du Quaternaire expliqueraient ces dépôts plus argileux. Sans nier l'influence tectonique dans le bassin, les travaux les plus récents ont montré l'occupation du Kadzell et du Bornou par un Mégalac Tchad à différentes époques du Quaternaire. Les plaines du Kadzell et du Bornou représentent l'essentiel de la zone occupée, respectivement au Niger et au Nigéria (Maley, 2004 ; Schuster et al., 2005 ; Leblanc et al., 2006a, 2006b).

Au nord de 14^{ième} parallèle, les phénomènes de morphogenèse éolienne jouent un rôle prépondérant, et à l'endoréisme général de la cuvette, s'ajoute une dégradation des réseaux hydrographiques. Au delà du 16^{ième} parallèle, s'étend l'erg vif du Ténéré du Tibesti jusqu'à l'Air. Il est délimité par les hauts plateaux du Djado au nord et les massifs montagneux de l'Air à l'ouest. Les dunes dépassent rarement 30 m de hauteur et la direction des cordons est presque parallèle aux vents dominants nord-est (Faure, 1966).

- **Mégalac Tchad et réseaux paléo-hydrographiques**

Les incursions lacustres ont été définies principalement à partir des observations morphologiques de surface et mises en évidence par des études palynologiques et sédimentologiques effectuées sur

des carottes prélevées dans la cuvette méridionale du lac Tchad. L'interprétation de ces études amène certains auteurs, comme Maley (1981) et Servant (1983), à supposer l'existence d'un Mégalac Tchad qui aurait inondé la plaine au cours du dernier maximum humide. Récemment, l'utilisation du modèle digital d'élévation STRM30 (Shuttle Radar Topographic Mission) a permis de remédier aux disparités et aux discontinuités des données topographiques déjà acquises dans la région (Leblanc et al., 2006a et 2006b). A l'issue de ce travail, une série pseudo-continue de rides (constitués de dépôts éoliens et lacustres) a été mise en évidence à une altitude constante, égale à $324 \pm 5\text{m}$ à l'emplacement des paléo-rivages du Mégalac (figure 7). Cette étude fournit donc une preuve indéniable de l'existence d'un Méga paléolac Tchad. Les informations traitées par la SRTM30 indiquent en outre la présence d'un réseau de paléo-rivières sahariennes s'étendant jusqu'aux rivages du Mégalac (Leblanc et al., 2006a). Dans la partie occidentale du bassin, la grande Dillia, qui s'étend depuis le massif de Termit jusqu'aux abords du lac Tchad, est considérée comme une vallée fossile qui alimentait le lac (Schneider et Wolff, 1992 ; Ghienne et al., 2002). Elle aurait constitué un affluent majeur lors du dernier maximum humide : les eaux de ruissellement de l'Aïr, du Hoggar atteignent la pénéplaine et forment un écoulement laminaire et un alluvionnement en nappe jusqu'au Mégalac. Les nouveaux traitements satellitaires de Leblanc et al. (2006a et 2006b) montrent, également, que la large vallée développe, à proximité de son embouchure avec le lac, une structure plane et triangulaire de type deltaïque.

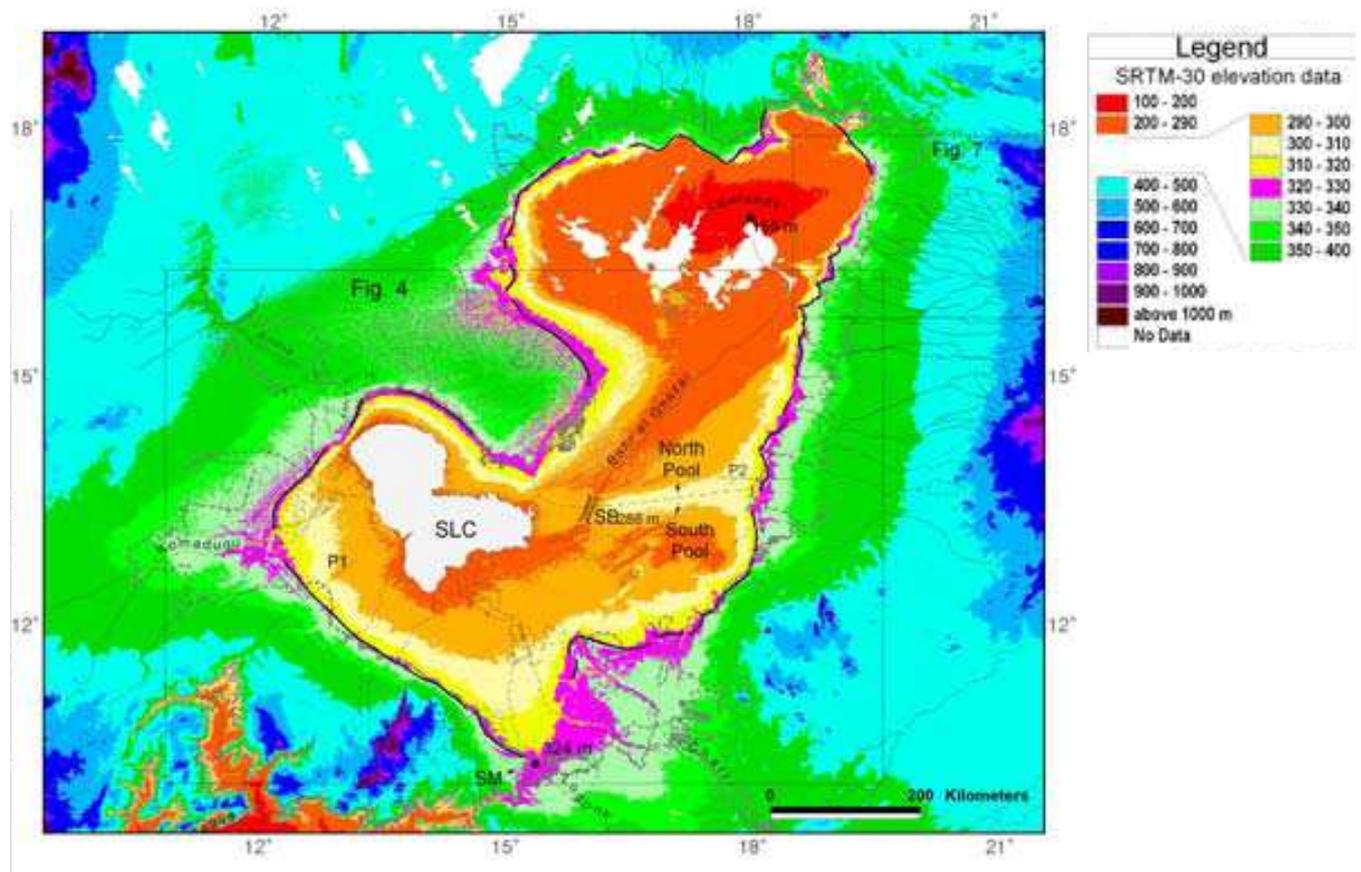


Figure 7 : Carte montrant le contour du Mégalac Tchad (Leblanc et al., 2006a). SLC : Standard Lake Chad ; SM : seuil de Mayo Kebbi ; SB : Seuil de Bahr el Ghazal.

I.3.2 Hydrologie de surface

I.3.2.1 Le lac Tchad

Le lac Tchad est localisé entre 12° et 14°20 de latitude nord, 13° et 15°20 de longitude est, dans une zone au relief peu marqué correspondant à un erg submergé. Du point de vue morphologique, le lac se subdivise en deux cuvettes nord et sud, de superficies relativement égales séparées par une ligne de hauts fonds (grande barrière) dont dépendent les variations des cotes du lac à l'état stationnaire (*figure 8*). L'alimentation du lac est essentiellement assurée par les eaux du Chari-Logone (90%) qui prennent leurs sources respectives dans les massifs de Kagas en République Centrafricaine et dans les monts de l'Adamaoua dans la région de N'Gaoundéré au Cameroun. Les débits des tributaires secondaires du lac Tchad (Komadougou Yobé ; El Beïd et Yedseram) sont très faibles comparés à ceux du Chari-Logone. Les précipitations tombant directement à la surface du lac sont fortement variables et ne représentent qu'une faible part du bilan hydrologique. Les fluctuations annuelles du niveau du lac suivent donc, avec un certain décalage, les variations de l'hydrogramme du Chari. D'août à décembre, les apports excédentaires provoquent la remontée du niveau du lac et de sa superficie. La décrue s'amorce ensuite jusqu'à l'étiage en juillet. L'inondation de la cuvette nord se produit uniquement lorsque le volume des eaux de la cuvette sud est suffisant pour franchir la grande barrière.

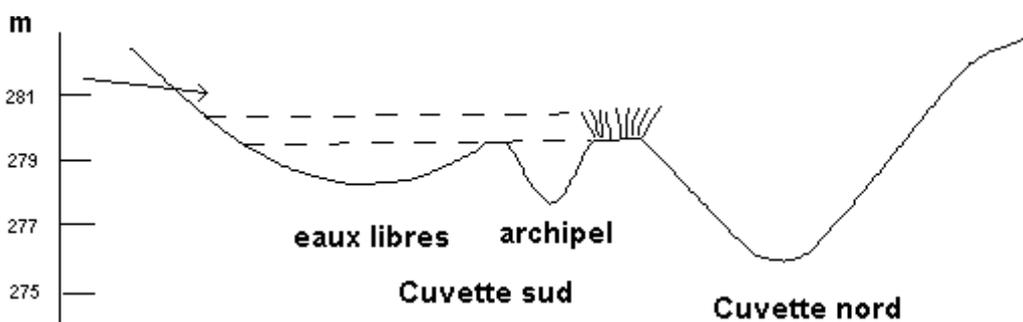


Figure 8 : Coupe SE-NW du lac Tchad expliquant son fonctionnement hydrologique, les traits en pointillés illustrent l'effet de seuil dû à la végétation dans la grande barrière (Lemoalle, 1989)

- **Historique du lac Tchad**

La surface couverte par le lac varie suivant les conditions climatiques. Au cours du dernier siècle, cette surface a connu des variations remarquables ; elle est passée de 20 000 km² pendant les années 1950-1960 à moins de 5 000 km² au cours des années 1980-1990 (Lemoalle et al., 2005). Cette forte variabilité de la superficie du lac témoigne de sa grande sensibilité aux modifications climatiques. L'endoréisme du lac ne fait qu'accentuer cette sensibilité. A partir de 1973, le suivi du niveau du lac intègre les données satellites Landsat et Météosat. Cette imagerie a permis de préciser à l'échelle mensuelle les contours du lac et d'évaluer le développement de la végétation aquatique (Lemoalle, 1989). A l'échelle pluriannuelle, les fluctuations des apports du complexe Chari-Logone ont pu provoquer l'assèchement de vastes superficies du lac sur des périodes assez longues. Depuis les expéditions du début du 20^{ème} siècle (Tilho, 1925) et de la classification

physique proposée (Tilho, 1928), on peut distinguer 3 stades en fonction de la superficie et de l'aspect morphologique du lac :

- le Grand Tchad reconnu à une altitude de 284 m en 1957 et entre 1962-1965 (*figure 9*). A ce stade, le haut niveau des eaux entraîne la disparition d'une grande part des îlots blancs (correspondant aux dunes de l'ancien Erg, peuplées par des faunes aquatiques) et l'inondation du Bahr el Gazhal, l'eau se déverse vers les pays bas tchadiens.
- le Moyen Tchad observé de 1917-1919 et 1967-1969. L'altitude du plan d'eau est de 282 m.
- le Petit Lac atteint lorsque le niveau de l'eau s'abaisse en dessous de 280 m (*figure 9*). Le lac apparaît sous forme morcelée. La grande barrière est alors exondée. Si ce niveau persiste plusieurs années, la cuvette nord s'assèche plus ou moins complètement.

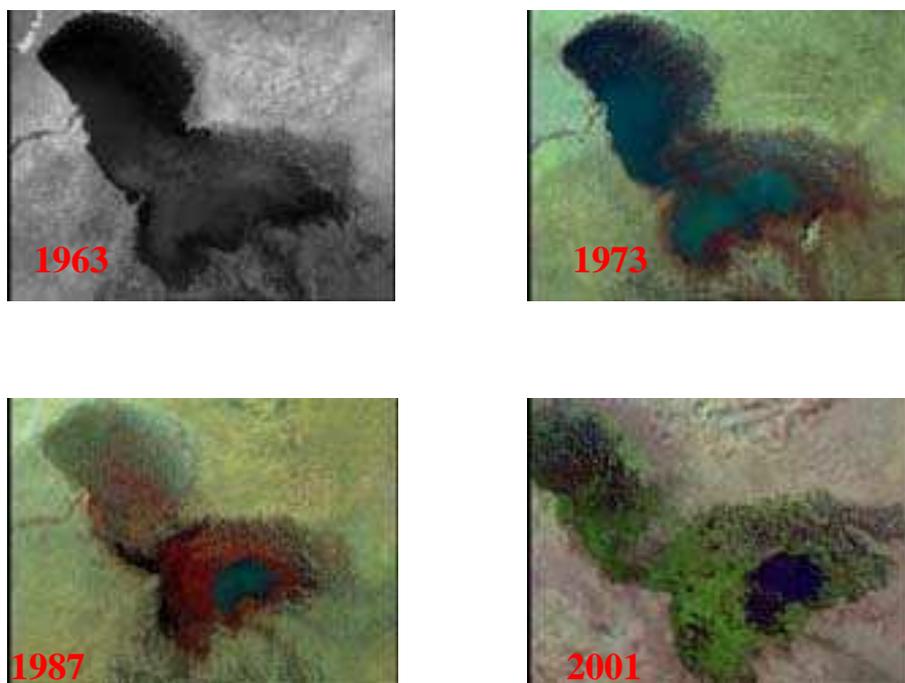


Figure 9 : Images montrant l'évolution de la surface lacustre du lac Tchad au cours des années 1963 (Grand Lac), 1973 (transition vers le Petit Lac), 1987 et 2001 (Petit Lac).

I.3.2.2 La Komadougou Yobé

La Komadougou Yobé collecte les eaux des trois grandes rivières amont : l'Hadejia, la Jama'are et la Komadougou Gana, qui prennent leurs sources depuis les hauts bassins du complexe cristallin précambrien du plateau de Jos au Nigéria (*figure 10*). Elle draine un bassin hydrographique d'une superficie d'environ 135 500 km².

La rivière coule en moyenne 7 mois par an avec une crue progressive de juin jusqu'au débit de pointe vers le mois de novembre puis une décrue rapide jusqu'à l'assèchement vers les mois de février-mars (*figure 11*). La durée de son écoulement est très liée aux fluctuations climatiques. Sur la période 1963-2001, le module de la rivière à Bagara est de 17 m³.s⁻¹ (Olivry et al., 1996 ; DDH

de Diffa). Les débits maximaux sont en moyenne de $53 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ avec certaines années des valeurs qui atteignent plus de $80 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. D'amont en aval, le débit de la Komadougou Yobé décroît progressivement en raison des pertes d'eau le long de son parcours. IWACO (1985) estime que seulement 25% du débit mesuré à Gashua atteint le lac Tchad. Ces pertes sont dues à la reprise évaporatoire qui représente la plus grande perte, à la percolation vers l'aquifère superficiel (IWACO, 1985 ; Carter et Alkali, 1996 ; Leduc et al., 1998) et à la transpiration des végétaux et la prise d'eau par la population notamment à proximité de la plaine de l'Hadejia-Nguru au Nigeria (Thompson et Hollis, 1995).

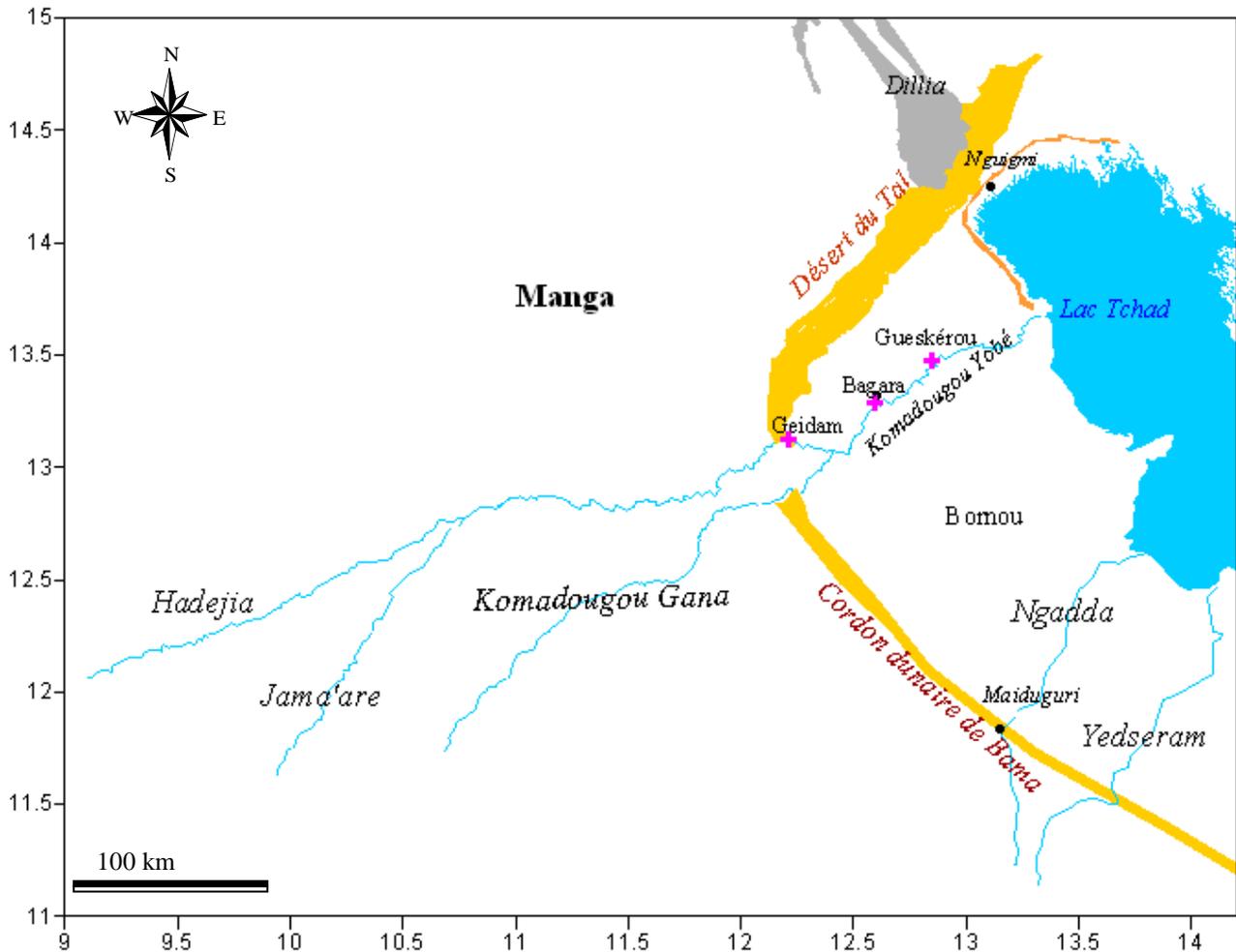


Figure 10 : Carte du bassin hydrographique et des principaux cours d'eau dans la zone d'étude.

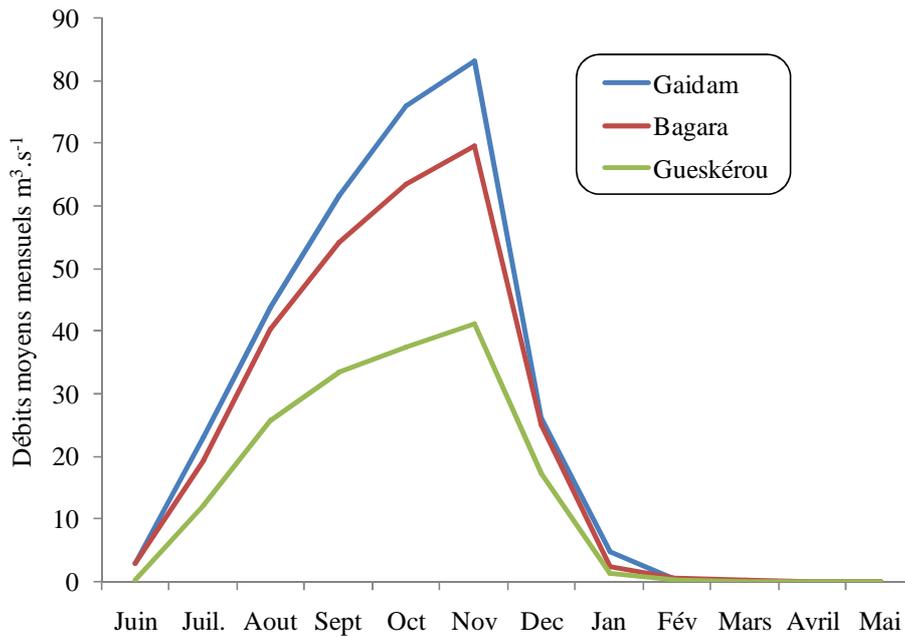


Figure 11: Hydrogrammes mensuels de la Komadougou Yobé (1994-2000) d'après données DDH de Diffa.

I.4 Contexte géologique et structural

Emergée avant la fin du Primaire, la dépression de la cuvette tchadienne a été comblée au cours de son histoire par des dépôts tertiaires et quaternaires, d'origine essentiellement continentale. Les formations de couverture sont essentiellement représentées par les dépôts crétacés, la série gréseuse du *Continental Terminal* (Eocène, Pliocène) et les alluvions quaternaires (*figure 12*).

I.4.1 Evolution géologique anté-Pliocène

La formation précambrienne constitue le soubassement des formations sédimentaires. Elle est marquée par une forte empreinte de l'orogénèse panafricaine qui aurait eu lieu entre -700 et -600 Ma. Cette formation primaire affleure dans les massifs du pourtour du BLT au sud, sud-ouest et sud-est comme elle couvre de vastes surfaces dans le nord du Tchad. Elle est marquée par des plissements de vaste amplitudes engendrant de grandes failles d'effondrement orientées S.SW-N.NE.

Le phénomène géologique suivant correspond à l'ouverture de grands fossés au Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (vers -150-120 Ma) sur des directions panafricaines. Ces fossés peuvent atteindre des profondeurs de plusieurs milliers de mètres. La sédimentation dans ces bassins a commencé au Crétacé inférieur. Des sédiments à faciès continental se sont déposés pour constituer la série gréseuse et argileuse du *Continental Intercalaire*. Des incursions marines, par transgression de la Téthys au nord du Niger et de l'Atlantique par le fossé de la Bénoué au sud du BLT, y ont été également mises en évidence. L'ensemble lithologique de la période crétacée a des âges variables suivant les localités mais un faciès continental similaire (Schneider, 2004).

Le début de l'ère tertiaire est marqué par l'amorce de la régression et le dépôt, généralement en discordance sur les terrains créacés, d'une puissante série de sédiments détritiques, le *Continental Terminal*, qui de part sa nature, induit une grande variabilité sédimentologique (Kusnir et Moutaye, 1997). La fin de cette période continentale correspond à une récurrence de mouvements tectoniques conduisant à une subsidence du centre de la cuvette tchadienne et l'amorce d'une intense érosion des dépôts et l'accumulation d'une séquence détritique dans la partie centrale du bassin (PNUD-FAO-CBLT, 1973).

I.4.2 Sédimentation plio-quadernaire

Le Pliocène est marqué par l'importante extension d'un domaine essentiellement lacustre provoquant une sédimentation argileuse régulière épaisse de 600 à 1 000 m rarement entrecoupée de minces bancs sableux. Ces dépôts reposent en discordance soit sur le Continental Hamadien soit sur le Crétacé. D'après les descriptions lithologiques des forages profonds au Bornou (Barber, 1965), le Pliocène repose directement sur le complexe de base dans la majeure partie nigérienne du bassin.

Les dépôts quadernaires représentent la plus large extension en superficie dans le bassin. La grande variabilité de ces dépôts marque les importantes fluctuations climatiques qu'a connues la région, si bien que l'histoire géologique du BLT au cours du Quadernaire peut se résumer en une succession de régressions et de transgressions provoquées par l'alternance de période arides et pluvieuses (Servant et Servant-Vildary, 1973). Faure (1966) note l'existence d'une "onde épirogénique" correspondant à une migration permanente des aires de sédimentation dans le temps et dans l'espace. La première transgression lacustre a débuté au Pléistocène inférieur, précédée par un mouvement de subsidence de la cuvette tchadienne et de surrection des massifs de sa périphérie. Cette phase humide s'achève au Pléistocène supérieur par une récurrence sèche au cours de laquelle se forme le premier Erg limité au sud par le 10^{ème} parallèle (Mathieu, 1985). Les sables éoliens formés au cours de cette période s'interrompent par des empreintes lacustres correspondant aux extensions lacustres du Ghazalien (40 000 à 20 000 ans B.P.). Ce second épisode pluvial s'achève vers 20 000 ans B.P. pour céder la place à une phase majeure de désertification qui se prolonge jusque vers 12 000 B.P. au cours de laquelle s'édifie le second Erg dont les témoins se retrouvent aux abords du 12^{ème} parallèle.

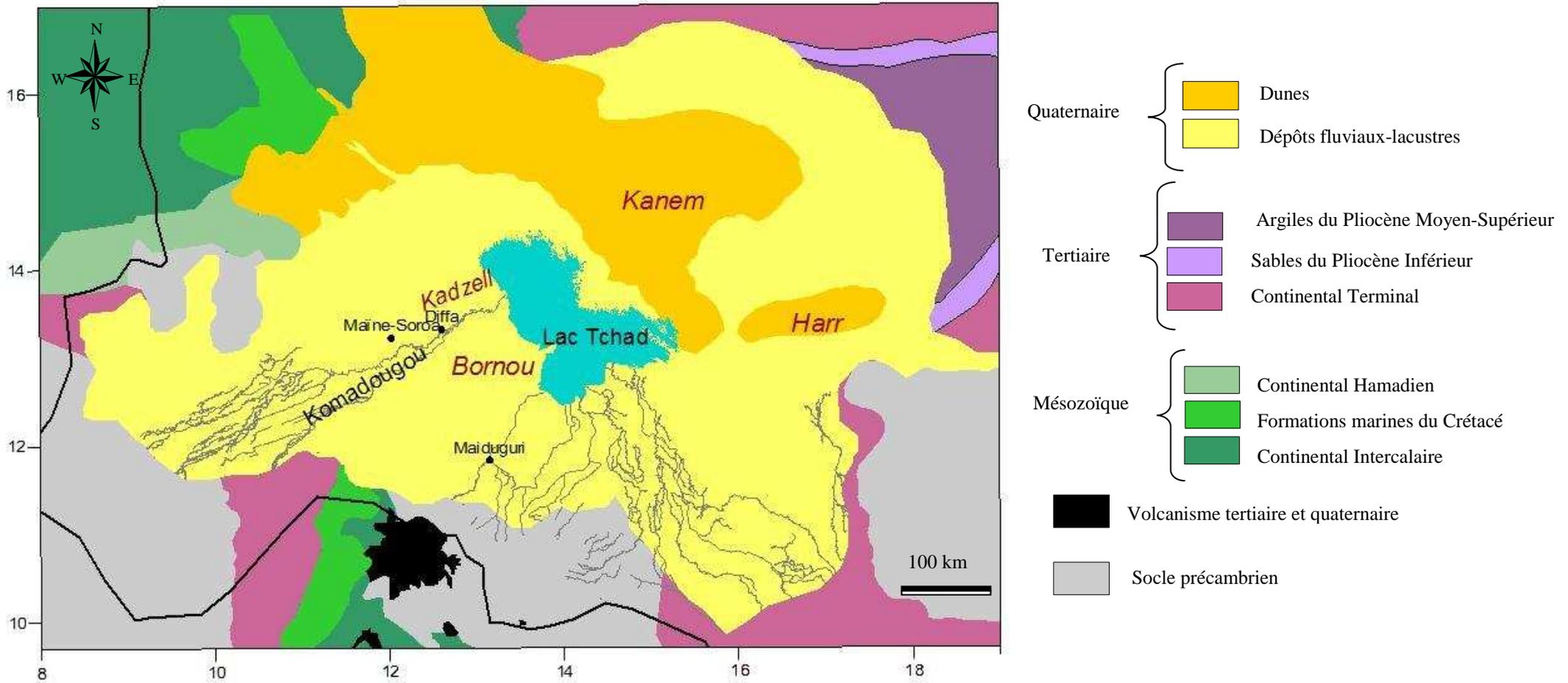


Figure 12 : Carte géologique simplifiée du Bassin du lac Tchad (Eberschweiler, 1993)

I.5 Contexte hydrogéologique

I.5.1 Aquifères profonds

Le Continental Hamadien est peu exploré dans le BLT. Il a été découvert grâce aux campagnes d'investigations pétrolières. Il affleure sur la bordure septentrionale du BLT dans le massif du Koutous (Faure, 1966). L'aquifère, essentiellement gréseux, y est exploité par les habitants grâce à des puits et forages qui captent l'eau à une quarantaine de mètres sous la surface du sol.

Au Nigeria, le Continental Terminal, connu sous le nom de la formation de Kerri Kerri est largement exploité. Au Niger, seuls quelques forages ont traversé cette formation à des profondeurs variables, sa présence n'est signalée qu'en affleurements rares et isolés et son extension n'est en conséquence que mal connue. La puissance de cet aquifère est de 200 à 300 m au centre du bassin mais peut atteindre 600 m au niveau des rifts (Eberschweiler, 1993). Sa lithologie est essentiellement gréseuse et argileuse.

I.5.2 Aquifère Pliocène

La nappe du Pliocène, nommée également la nappe moyenne des formations du Tchad, est largement exploitée au Nigéria, où elle constitue la principale source en eau potable pour les communes de tailles moyennes à grandes. Il s'agit d'une formation d'origine continentale constituée d'une alternance de bancs sableux et argileux de 5 à 10 m d'épaisseur pour une épaisseur totale maximale de 120 m (Barber, 1965 ; PNUD-FAOCBLT, 1973 ; Eberschweiler, 1996). A l'échelle du bassin, l'écoulement s'effectue du sud vers le nord-est dans les Pays-Bas tchadiens (*figure 13*). La nappe est artésienne au centre du bassin, la pression de l'eau peut dépasser les 20 m au dessus de la surface du sol. Dans certaines zones de la région de Diffa, la nappe pliocène devient non artésienne. Leduc-PNUD (1991) estime que ce phénomène est dû essentiellement à la mauvaise qualité des ouvrages. Au Nigéria, en raison d'une forte exploitation, un déclin des pressions a été reporté depuis les années 1960.

La recharge actuelle de cet aquifère semble actuellement limitée. Les mesures isotopiques (^{14}C) indiquent des âges variant entre 20 000 et 24 000 ans B.P. au Nigéria (Edmunds et al., 1999) et entre 23 000 et 37 000 ans B.P. au Tchad (Schneider et Wolff, 1992). Ces âges radiométriques mettent en évidence une paléo-recharge de la nappe lors de l'épisode humide ghazalien. La conductivité électrique des eaux varie dans une large gamme, de 500 à 1540 $\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ (Edmunds et al., 1998 ; Gaultier, 2004). Le faciès chimique est souvent carbonaté sodique ou sulfaté sodique. Les eaux sulfatées présentent généralement une minéralisation totale plus élevée. L'augmentation des teneurs en sulfates est attribuée à la présence d'évaporites au sein des formations (PNUD-FAO-CBLT, 1973 ; Edmunds et al., 1999).

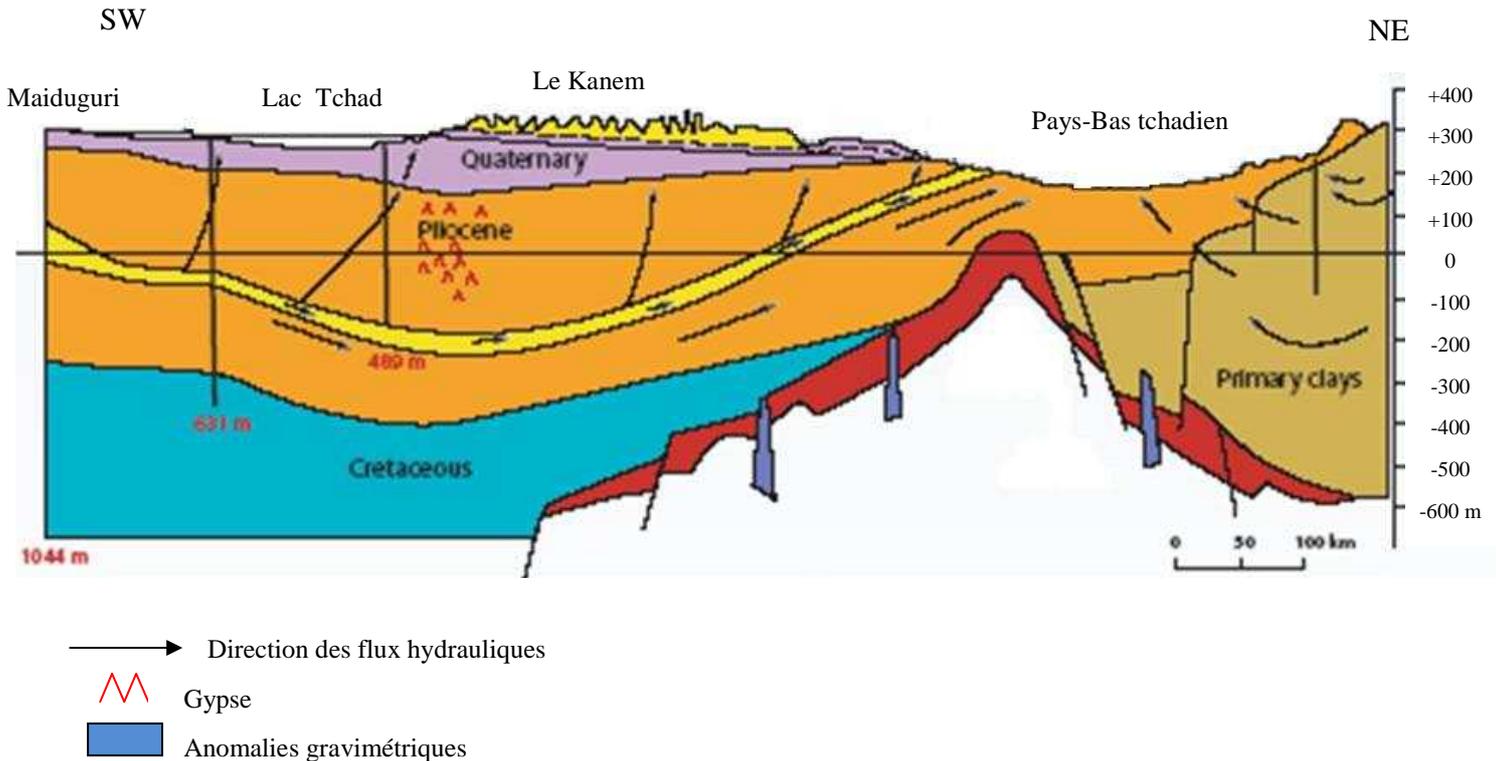


Figure 13 : Coupe géologique SW-NE dans le bassin du lac Tchad (Schneider, 2004).

I.5.3 Aquifère quaternaire

L'aquifère quaternaire s'étend sur une superficie de 500 000 km². La nappe libre de cet aquifère quaternaire est appelée nappe phréatique du Manga au Niger et zone supérieure de la formation du Tchad au Nigéria. D'origine continentale, les dépôts quaternaires se caractérisent par une grande hétérogénéité spatiale et verticale. Les quelques niveaux silteux ou argileux rencontrés dans le Quaternaire n'ont pas une extension latérale suffisante pour donner un caractère captif à la nappe. Elle est considérée comme libre sur l'ensemble du bassin (PNUD-FAO-CBLT, 1973). Le mur de l'aquifère est constitué par le sommet d'une épaisse couche d'argiles lacustres grises ou vertes, parfois schisteuses à fins bancs de diatomites. Le nord se distingue par une plus grande abondance de sables éoliens tandis que des sables fluviaux, parfois graveleux sont plus abondants au sud. D'une manière générale, les descriptions lithologiques mettent en évidence l'existence de deux séries au Niger (Greigert, 1970):

- Une série supérieure formée de sable fin et de silts non consolidés,
- Une série inférieure complexe, formée de niveaux à épaisseurs très variables d'argile, de sable, de silt et de graviers avec des noyaux gypseux et ferreux.

L'aquifère est caractérisé par la présence de dômes piézométriques au sein des systèmes dunaires du Kanem et du Harr au Tchad et d'au moins 3 dépressions piézométriques bien marquées autour du lac Tchad (PNUD-UNESCO-CBLT, 1972 ; Eberschweiler, 1996 ; Leblanc, 2002 ; Leblanc et al, 2003). Les dépressions piézométriques ont une amplitude moyenne de 40 m et les plus importantes se trouvent au Bornou, dans la plaine du Chari-Baguirmi (Tchad) et dans la plaine du

Kadzell. Ces anomalies hydrodynamiques ont été reconnues sur l'ensemble du Sahel et ont fait l'objet de plusieurs théories sur leurs formations (Durand, 1982 ; Dieng *et al.*, 1990 ; Ndiaye *et al.*, 1993).

Dans la moitié sud du bassin, l'eau souterraine s'écoule depuis les limites méridionales du bassin, les rivières, le lac Tchad et le dôme piézométrique de Harr vers les grandes dépressions piézométriques du Nigeria et du Tchad. Au nord du bassin, les flux souterrains sont orientés depuis les limites Nord-Ouest et le dôme du Kanem vers la dépression piézométrique du Niger et le point le plus bas de la nappe dans les pays bas au Tchad (*figure 14*).

Sur ses bordures latérales, l'aquifère quaternaire est en continuité hydraulique avec d'autres ensembles hydrogéologiques qui sont susceptibles de participer à son alimentation. Ces horizons continentaux auraient une charge identique, voire très légèrement supérieure, à celle du Pliocène (Leduc-PNUD, 1991). Au Niger, il s'agit en allant du sud-ouest au nord-est, des grès du Koutous (Continental Hamadien), des grès crétacés de Termit, des sables et graviers plio-quaternaires d'Ounissoui (Continental Intercalaire) et des grès crétacés d'Agadem (Greigert et Bernert, 1979 ; Leduc-PNUD, 1991). L'estimation des déversements de ces nappes vers l'aquifère quaternaire est très approximative. Les régions en question ne comportent que très peu de points d'observation et les mesures de piézométrie sont très rares. Selon PNUD-FAO-CBLT (1973), environ 2 millions de $\text{m}^3.\text{an}^{-1}$ proviendraient des nappes de Koutous et d'Ounissoui pour alimenter la nappe phréatique quaternaire. Leblanc (2002) estime ce déversement à plus de 2,5 millions de $\text{m}^3.\text{an}^{-1}$. Ces calculs ne peuvent représenter que des ordres de grandeur.

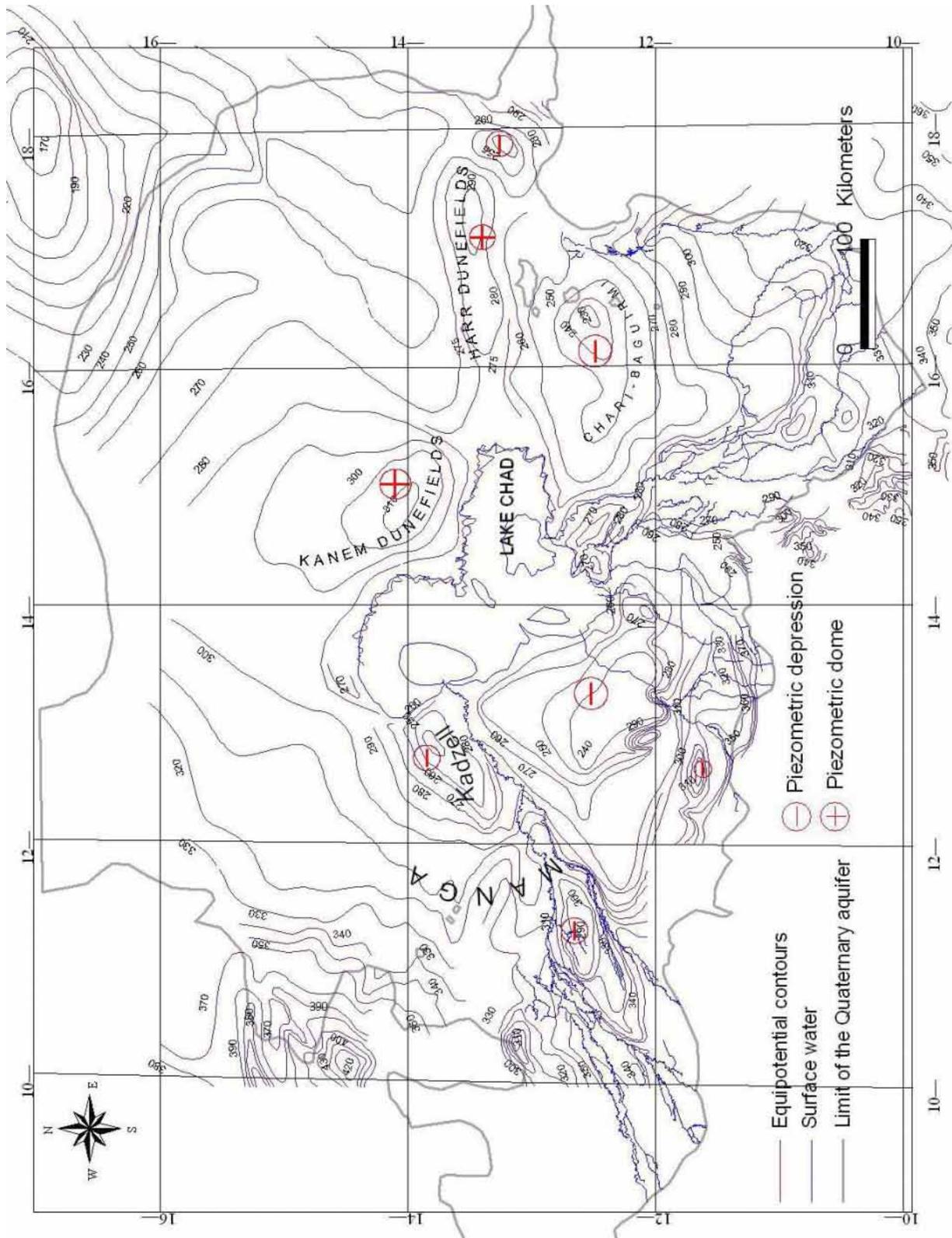


Figure 14 : Carte piézométrique de l'aquifère quaternaire à l'échelle du bassin du lac Tchad au cours des années 1960 (dans Leblanc, 2002 d'après Schneider 1969 et UNESCO-PNUD 1972).

Chapitre II

Fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère quaternaire

II.1 Introduction

Le but de ce chapitre est de décrire, principalement en terme de processus, le comportement hydrodynamique de l'aquifère quaternaire dans notre zone d'étude et d'en déduire les implications qui serviront pour la compréhension de son chimisme et de son évolution hydrogéologique.

Ce chapitre s'articule en deux parties principales : la première partie est consacrée à l'étude de la piézométrie de la nappe libre grâce aux données acquises au cours de cette thèse et des données disponibles depuis les années 1960 ; la deuxième partie est une analyse qualitative et quantitative des processus de recharge de l'aquifère quaternaire. Nous reprenons l'étude de ces processus à partir d'une revue bibliographique exhaustive tout en intégrant les nouvelles données collectées dans le cadre de notre travail.

II.2 Piézométrie

Les données dont nous disposons sur la piézométrie du Quaternaire au Niger et au Nigeria proviennent de sources très diverses, parmi lesquelles les études réalisées dans le cadre des projets nationaux et internationaux, les synthèses régionales ainsi que les données techniques de forages ou de puits rassemblées dans le cadre de l'inventaire des ressources hydrauliques. Elles sont donc assez nombreuses. Elles présentent tout de même une grande hétérogénéité spatio-temporelle. De nombreuses mesures datent de plusieurs décennies et pour la majorité des points nous ne disposons que d'un seul relevé piézométrique.

Au Niger, les premières études hydrogéologiques ont été entreprises par le BRGM au cours des années 1959-1960. Pirard (1967) a établi la première carte piézométrique de la nappe libre à l'échelle 1/100 000^{ième} puis, en 1967 une carte de reconnaissance géologique du Manga à l'échelle 1/500 000^{ième}. Plus tard, dans son inventaire des ressources hydrauliques du Niger, Greigert (1979) rassemble et étend ces mesures piézométriques. Il définit une nouvelle esquisse des formations géologiques et une description lithologique plus étayée de l'aquifère. Par ailleurs, plusieurs grandes campagnes de terrain se sont déroulées dans les années 1970 et 1980 (les constructions d'ouvrages hydrauliques par Hydrogeol-Canada INC, 1975 ; OFEDES, 1979 et 1982). Elles ont fourni des bases de données conséquentes. Les profondeurs mesurées correspondent majoritairement à des niveaux statiques. Aussi, les atlas annuaires des ressources hydrauliques de la région de Diffa offrent une synthèse des renseignements techniques sur certains puits et forages avec des mesures piézométriques réparties sur plusieurs années depuis

1992. A partir de 1989, un réseau de surveillance piézométrique a été construit progressivement par la Direction de l'Hydraulique de Diffa. La périodicité des mesures est très variable et les suivis piézométriques sont concentrés dans les zones d'accessibilité aisée notamment dans les villages à proximité de la Komadougou Yobé, appelées communément "plaine de la Komadougou Yobé". Dans la plaine du Kadzell, 4 piézomètres font l'objet de mesures régulières de la profondeur de la nappe phréatique, depuis 1990. Récemment, des campagnes de mesures piézométriques ont été effectuées dans le cadre des projets de recherche scientifique (Sabljak, 1998 ; Leblanc, 2002 ; Gaultier, 2004). La distribution spatiale des mesures est assez dense dans certains secteurs (plaine du Kadzell, plaine de la Komadougou Yobé) mais au nord de la région, les mesures sont plus rares et plus dispersées dans le temps.

Au Bornou, l'aquifère quaternaire est peu étudié par rapport au Pliocène artésien. De plus, cette région est plus difficilement accessible et relativement mal documentée. Les premières études hydrogéologiques ont débuté avec la synthèse de Raeburn et Jones (1934). Elles sont suivies par la synthèse de Barber (1965), Miller et al. (1965) et Miller et al. (1968). En 1968, quelques pompes d'essai ont été exécutées par les Services Géologiques du Nigeria et des Etats-Unis. Une importante campagne de mesures piézométriques de la nappe phréatique et de recensement des ouvrages hydrauliques a été effectuée au cours des années 1971 et 1972 par le Federal Ministry of Agriculture du Nigeria. Elle couvre tout l'état du Bornou et constitue la base la plus complète et la plus exhaustive des données piézométriques dont nous disposons pour la région.

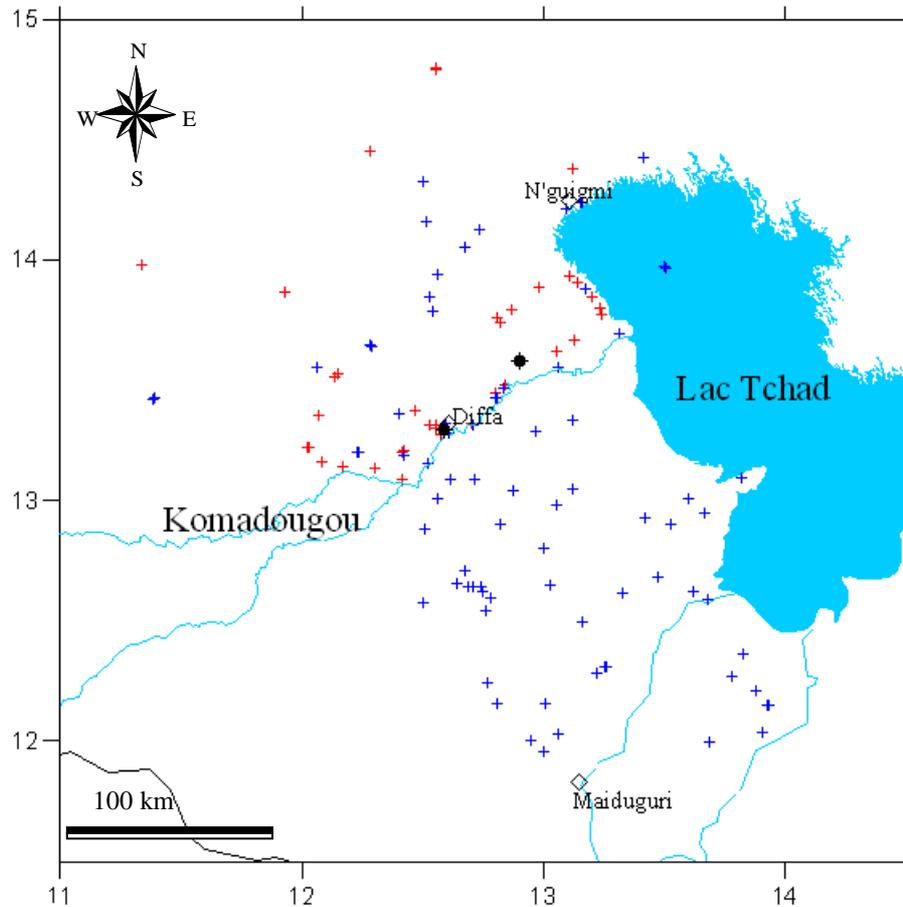
II.2.1 Les chroniques récemment acquises

II.2.1.1 Au Niger

Dans le cadre de cette thèse, j'ai effectué une mission de terrain dans le département de Diffa en septembre 2004 a permis le relevé d'une cinquantaine de niveaux piézométriques dans la plaine du Kadzell, en bordures du lac Tchad et de la rivière Komadougou Yobé ainsi qu'au Manga. A ces mesures s'ajoutent celles effectuées dans le cadre des travaux de Favreau et al. (2005) pendant une période allant de décembre 2003 à décembre 2005. Afin d'appréhender la dynamique de la nappe à un pas de temps fin, deux enregistreurs automatiques du niveau piézométrique ont été installés respectivement dans le forage de Likitiré (centre de la dépression piézométrique) et dans le puits de Bagara (*figure 15*).

II.2.1.2 Au Bornou

Au cours des deux missions de terrain que j'ai effectuées au Bornou durant les mois d'octobre 2005 et septembre 2006, une cinquantaine de relevés piézométriques ont été réalisés. Ils représentent les seules mesures récentes dont nous disposons sur la plaine du Bornou.



fractures de terrain 2004-2005-2006

Favreau et al., 2005

● points équipés d'un enregistreur de suivi piézométrique (baromètres)

Figure 15 : Répartition spatiale des points de mesure durant la période 2003-2006

II.2.2 Critique et représentativité des mesures piézométriques

La validité et la représentativité des données recueillies sont fonction de la précision requise pour l'échelle spatiale et temporelle de l'étude hydrodynamique. A l'échelle de notre étude, sur une zone couvrant plus de 200 000 km², il est illusoire d'espérer une très bonne qualité de toutes les données. La fiabilité des mesures est très variable. Elle dépend de plusieurs facteurs : les conditions de réalisation, les moyens mis à disposition, l'état d'exploitation de chaque ouvrage...

Dans notre cas, les principales sources d'erreur proviennent d'une mauvaise manœuvre (généralement rare), des perturbations de la dynamique dues au puisage (dont il est improbable qu'elles dépassent 2 m ; Favreau et al., 2000), mais surtout des données topographiques qui, elles, peuvent considérablement différer de la réalité du terrain. Elles sont souvent extraites de cartes topographiques au 1/200000^{ième}, établies par l'Institut Géographique National en 1962 réalisées

grâce à des relevés barométriques anciens, et dont l'incertitude peut atteindre plusieurs mètres (PNUD-UNESCO-CBLT, 1972).

Au Niger, les mesures de nivellement sont rares et les seules altitudes fiables sont fournies par le réseau marqué par les bornes longeant la route goudronnée de Mainé-Soroa à N'guigmi. Une mission de nivellement des puits, entreprise par HydroSciences Montpellier (Delclaux, 2004) a permis de densifier les altitudes absolues (GPS différentiel) sur certains points dans la région de Diffa. Au Bornou, où nous ne disposons pas de mesures de nivellement, les données SRTM ont été considérées après avoir été comparées aux cartes topographiques. Ainsi, nous avons croisé les données disponibles par SRTM, les résultats des missions de nivellement et les cartes topographiques pour avoir la meilleure précision possible.

II.2.3 Carte piézométrique

A partir des profondeurs de la nappe libre mesurées et recensées, et des données topographiques, 530 points ont servi pour le traçage de la carte piézométrique (*figure 16*). Ils sont relativement bien répartis sur toute la zone étudiée. La carte a été tracée initialement par krigeage (Surfer[®]) et retravaillée pour corriger les interpolations abusives (effet de bordure).

Au Niger, l'écoulement est dirigé du nord et du nord-ouest (massifs d'Agadem et de Termit) d'une part et depuis l'ouest (massif cristallin du Mounio) d'autre part vers le lac Tchad, la frontière tchadienne et la plaine du Kadzell. Dans cette dernière, le schéma hydraulique régional montre un écoulement général vers la dépression piézométrique qui présente un dénivelé de plus de 40 m entre les bordures et les puits les plus profonds situés en son centre. Au Nigéria, l'écoulement est dirigé de l'ouest et du sud vers le centre de la dépression piézométrique du Bornou.

Sur les zones éloignées du réseau hydrographique, le gradient piézométrique est régulier et généralement faible, de l'ordre de 1‰. En s'approchant de la Komadougou Yobé et du Lac Tchad, les isopièzes se resserrent et les gradients hydrauliques deviennent plus prononcés. En revanche, l'irrégularité la plus marquée concerne la partie sud de l'aquifère (sud de Maiduguri), mais les gradients s'uniformisent dès que l'on s'éloigne des limites du Quaternaire et que l'on se dirige vers la dépression piézométrique du Bornou. La carte dressée masque les petites disparités existant au niveau des cuvettes du Manga, qui sont dues essentiellement à la topographie.

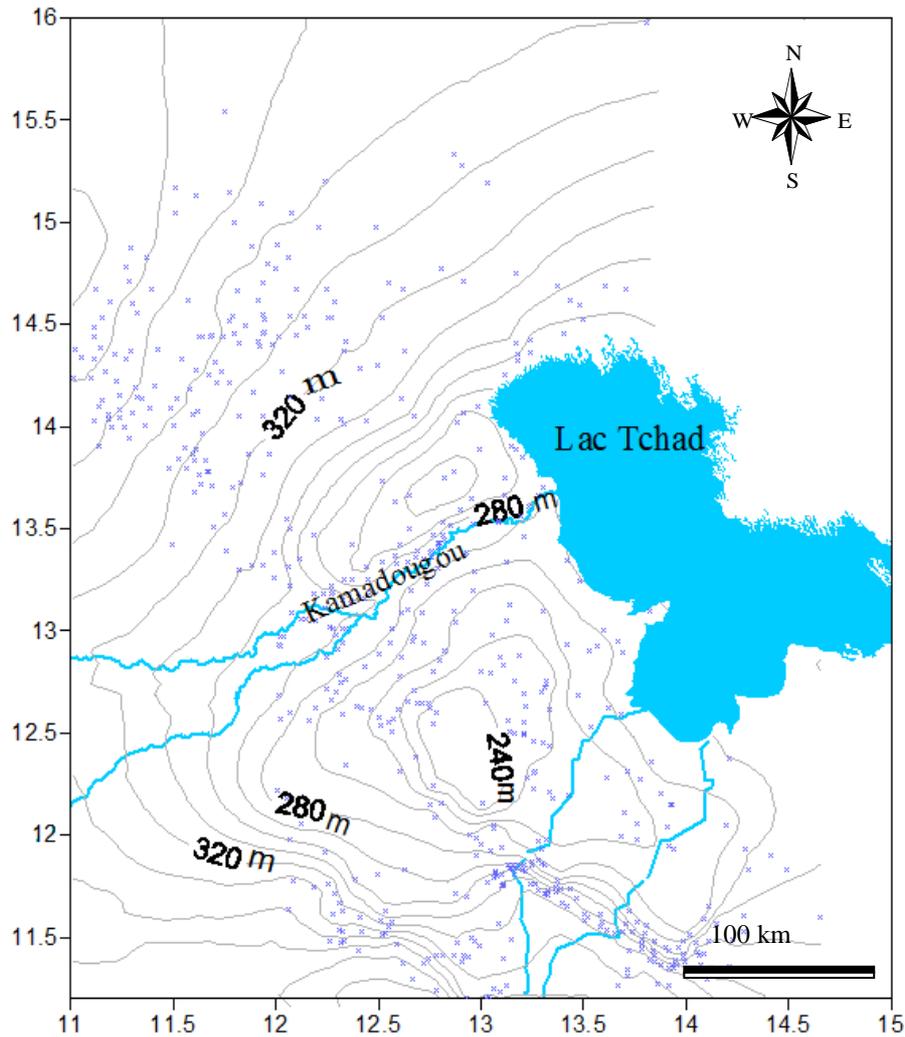


Figure 16 : Carte piézométrique de la nappe phréatique du Quaternaire. Lac Tchad représenté à 282m.

A l'échelle de l'aquifère quaternaire, la première carte piézométrique a été publiée dans les années 1970 par la CBLT puis réactualisée par le BRGM en 1992 (Eberschweiler, 1996) et retracée une fois encore, avec des données plus récentes, dans les travaux de Boronina et al. (2005). Sur notre zone d'étude, la comparaison de la carte piézométrique proposée et celles citées précédemment montre des différences importantes dans la plaine du Bornou mais la concordance du schéma général des écoulements est maintenue.

II.3 Processus de recharge de la nappe libre

Dans les milieux semi-arides, l'estimation de la recharge est particulièrement difficile et les flux impliqués, généralement très faibles, dépassent les limites d'application des méthodes classiques, d'autant plus lorsque les données manquent. Cette difficulté résulte de la variabilité temporelle des précipitations, des variations spatiales des caractéristiques du sol, de la topographie, de la végétation et des usages du sol (Lerner et al., 1990).

Au vu de la diversité de ses caractéristiques physiques et de l'occupation des sols, la zone de notre travail de recherche se subdivise en entités distinctes répertoriées selon le mode potentiel de recharge et/ou décharge. Pour chaque entité, une revue des estimations de la recharge est présentée selon l'approche estimative utilisée : suivis piézométriques ou calculs de bilans basés sur des modèles numériques.

II.3.1 Processus de recharge et d'évaporation dans l'erg du Manga

A une échelle régionale, la topographie du Manga apparaît relativement régulière, mais à une échelle plus fine, cette région se présente comme un champ dunaire avec une succession de dépressions topographiques de 15 à 20 m (Carter, 1994). En effet, cette zone constitue des petits bassins endoréiques à fonds typiquement plats couverts de dépôts silteux et argileux riches en matière organique et en diatomites. La proximité de la nappe libre dépend du relief local, le niveau saturé se trouve à une profondeur allant de quelques mètres à plus de 15 m de la surface. Pendant la saison pluviale, certaines mares peuvent se former dans ces dépressions, la majorité subit une évaporation intense qui les fait disparaître en quelques semaines. Ce système hydrodynamique a surtout été étudié au nord du Nigeria (Carter, 1994 ; Carter et Alkali, 1996 ; Edmunds et al., 1999 ; Goni et al. 2001 ; Edmunds et al., 2002a ; Rushton et al., 2006 ; Goni, 2006 ; Eilers et al., 2007).

II.3.1.1 La recharge à une échelle locale

En se basant principalement sur les caractéristiques topographiques des cuvettes, Mortimore (1989) et Carter (1994) proposent une description des processus hydrologiques majeurs dans le Manga méridional au Nigeria. Carter (1994) considère que les cuvettes interdunaires et les oasis sont des systèmes hydrologiques plus ou moins indépendants à l'état stationnaire. La recharge directe au-dessus des dunes est compensée par la reprise évapotranspiratoire au centre de la cuvette. Il décrit les processus hydrologiques ayant lieu dans ces cuvettes dans l'ordre suivant : (i) une recharge directe dans les dunes sableuses, l'infiltration est favorisée par la forte perméabilité des matériaux et l'absence du ruissellement ainsi que la quasi-absence du couvert végétal ; (ii) un écoulement des eaux souterraines vers le centre de la dépression ; (iii) une reprise quasi-entière des eaux qui atteignent le creux topographique, par une forte évapotranspiration (*figure 17*) (Carter, 1994).

A partir d'une étude piézométrique à l'échelle de l'oasis de Kajemarum, Carter (1994), estime indépendamment les flux correspondants à chacune des phases de ce schéma conceptuel. Il aboutit à une recharge moyenne de 60 mm.an^{-1} au-dessus de la dune ; l'oasis, de taille exceptionnelle, "absorbe" ensuite la totalité de cette eau, et une quantité relativement plus importante sera "exportée" par évapotranspiration, si bien qu'à une échelle annuelle, le bilan en eau est négatif.

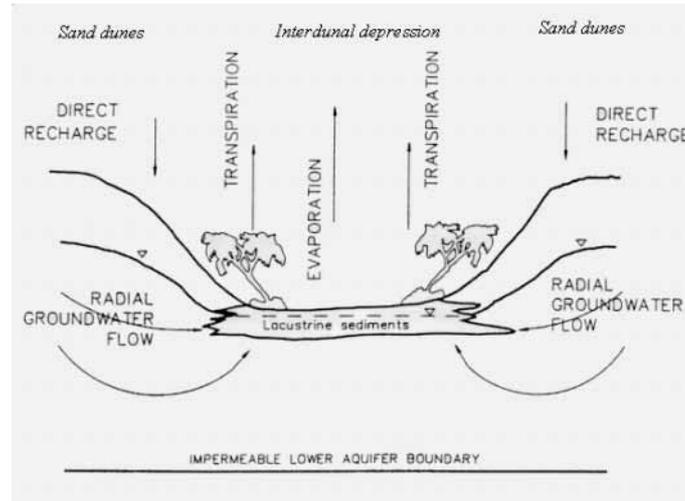


Figure 17 : Modèle conceptuel du fonctionnement hydrologique d'une oasis du Manga (Carter, 1994).

Dans la partie nigérienne du Manga Méridional, l'évidence d'une recharge effective est soutenue par les observations de la hausse des niveaux piézométriques (0,1 à 1 m) durant les hivernages. Ces constatations sont reportées dans les travaux de Greigert (1979), Leduc et al. (1998) et Gaultier (2004). Leduc et al. (1998), tout en précisant que le rôle hydraulique des mares susceptibles de se former au cours des hivernages est très localisé, estiment qu'une recharge effective pourrait avoir lieu après concentrations des eaux pluviales dans les dépressions topographiques dans les cuvettes entre Gouré et Maïné-Soroa.

Des **variations saisonnières** des niveaux piézométriques ont été rapportées par Gaultier (2004) qui présente une analyse qualitative du fonctionnement hydrologique de deux cuvettes interdunaires du Manga méridional dont on dispose des chroniques piézométriques effectuées par l'ONG KARKARA entre 1995 et 1999. Il s'agit d'une cuvette à eau affleurante et d'une cuvette où l'eau est à plus de 2,5m de profondeur. L'examen des chroniques enregistrées montre la différenciation de 4 phases distinctes de l'évolution piézométrique à l'échelle annuelle au sein des deux cuvettes avec : (i) une première phase de remontée importante qui s'amorce dès le début de la saison des pluies et s'achève vers le mois de septembre ; (ii) une seconde phase de baisse rapide pendant les mois d'octobre et de novembre attribuée à la redistribution au sein de l'aquifère de l'eau infiltrée ; (iii) une troisième phase de remontée, de mars à décembre ; (iv) une quatrième phase de mars à juin où le niveau baisse en concordance avec la faible hygrométrie et la forte évapotranspiration (*figure 18*). Gaultier (2004) note qu'aucun décalage temporel n'est décelé quelle que soit la position des puits au sein des cuvettes. Au centre ou sur les bordures, la recharge est effective sur la surface totale de la cuvette et le milieu sableux favorise la percolation rapide des averses jusqu'à la nappe libre, peu profonde dans cette région.

D'autre part, bien que les temps de réaction de la nappe libre sont quasi simultanés à l'arrivée de l'hivernage, l'amplitude des fluctuations piézométriques varie **d'une année à l'autre** en fonction des cuvettes. Gaultier (2004) note qu'entre 1995 et 1999, le niveau piézométrique remonte pendant les hivernages de 0,3 à 0,8 m dans la cuvette sub-affleurante et de 0,1 à 0,4 m dans la

cuvette plus profonde. Ces différences interannuelles sont dues à la répartition annuelle et à l'intensité des pluies ainsi qu'à la capacité d'infiltration entre les 2 cuvettes.

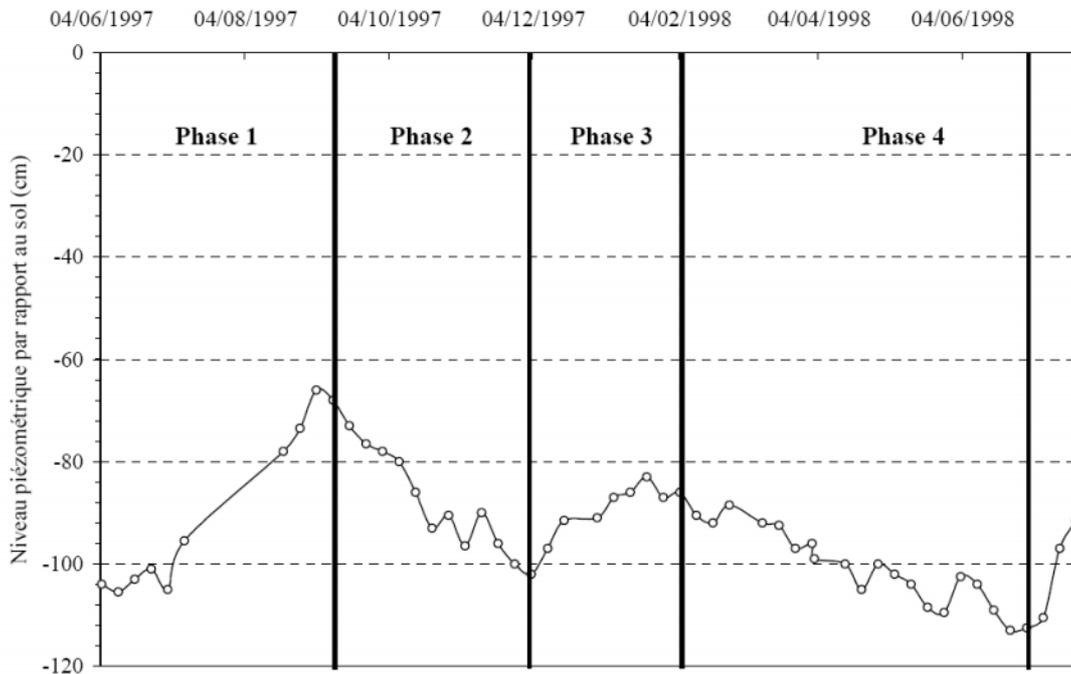


Figure 18 : Evolution piézométrique de la nappe libre dans une cuvette dunaire du Manga entre 1997 et 1998 (in Gaultier, 2004 ; Données ONG KARKARA, Diffa).

II.3.1.2 La recharge à une échelle régionale

- **Les méthodes numériques**

Récemment, Eilers et al. (2007), à partir d'un modèle du bilan hydrique du sol permettant d'intégrer les processus physiques majeurs qui se produisent à proximité de la surface sol-végétation (y compris le ruissellement), déterminent une moyenne annuelle de recharge potentielle de 14 mm.an^{-1} . Les valeurs calculées sont comprises entre 0 et 95 mm.an^{-1} . 23 années (sur un total de 36 années étudiées) présentent une recharge potentielle nulle. Les auteurs notent que la recharge estimée ne dépend pas uniquement du total des précipitations annuelles. La distribution temporelle des pluies et le déficit en eau du sol cumulé d'une saison précédente, sont autant de facteurs déterminants de la recharge potentielle dans cette région. Ces estimations présentent des recharges potentielles, la quantité d'eau atteignant effectivement la nappe libre est très probablement inférieure à ces valeurs.

A l'issue de la modélisation hydrodynamique de la totalité de l'aquifère quaternaire, Eberschweiler (1993) assume que l'évapotranspiration est le phénomène prédominant dans la totalité du Manga méridional, il lui affecte une recharge nette inférieure à -1 mm.an^{-1} . Ultérieurement, la modélisation hydrodynamique de Leblanc (2002) a permis de déterminer une recharge moyenne inférieure à 1 mm.an^{-1} sur l'ensemble du Manga nigérien et inférieure à -3 mm.an^{-1} sur l'ensemble du Manga Nigérien (y compris la dépression du Bornou).

Au Niger, la modélisation hydrodynamique a permis de déterminer une recharge moyenne vers la nappe libre de l'ordre du mm.an^{-1} (Leduc-PNUD, 1991 ; Leblanc, 1997 ; Leduc et al., 1998). Les modèles se sont avérés très sensibles à la recharge nette. Les jeux de perméabilités n'ont permis de reconstituer les niveaux piézométriques dans cette région qu'avec des valeurs de recharge appartenant à une gamme assez restreinte de l'ordre du mm.an^{-1} .

- **Apport des données isotopiques et chimiques**

Au Manga Nigérian

Une estimation de la recharge régionale à long terme (30 ans) a été tentée par Edmunds et al. (1999) en utilisant les concentrations en chlorures de la nappe libre dans des puits ouverts sur l'atmosphère et captant les premiers mètres de la nappe phréatique. Il estime une recharge régionale de 43 mm.an^{-1} à partir de la concentration en chlorures de la nappe libre.

Le bilan des chlorures dans la zone non-saturée, souvent utilisé pour déterminer le taux de recharge dans les milieux semi-arides, a été appliqué par Edmunds et al. (2002a) et Goni et al. (2005) pour déterminer le taux de recharge de l'aquifère. Les valeurs estimées sont comprises entre 14 et 49 mm an^{-1} , sur la base des teneurs en Cl^- de la zone non saturée et des teneurs en Cl^- des pluies mesurées pendant 8 ans en 3 stations locales (Edmunds et al., 2002a). Les auteurs expliquent ces différences par la variabilité du sol, de la végétation qui influent sur les mécanismes de recharge. La validité de cette méthode se heurte à la grande variabilité spatiale des teneurs en chlorures des pluies (valeurs comprises entre $0,3$ et $2,8 \text{ mg.L}^{-1}$) ainsi qu'à la possibilité d'un apport supplémentaire de chlorures dans la zone non-saturée à partir du flux évaporatoire de la nappe libre (à faible profondeur dans cette zone d'étude).

Au Niger

Une autre méthode a été appliquée par Leduc et al. (2000) consistant à interpréter les teneurs en isotopes radioactifs (^3H et ^{14}C). Les chroniques atmosphériques des teneurs sont celles de N'Djaména pour la période 1963-1978 (AIEA, 1992) (ou bien reconstituées par corrélation avec la station IAEA d'Ottawa). En appliquant un modèle de mélange parfait et en utilisant le tritium, le taux de renouvellement médian de la nappe est de $0,10 \%$; ce qui correspond ; en prenant une section mouillée de 35 mètres et une porosité efficace de 10% , à une recharge moyenne annuelle de **$3,5 \text{ mm.an}^{-1}$** . L'interprétation des mesures du ^{14}C , en adoptant également le schéma conceptuel d'un mélange parfait, aboutit à un taux de renouvellement médian de $0,05\%$, ce qui correspond à une recharge moyenne annuelle de **2 mm.an^{-1}** . Leduc et al. (2000) attribuent ces différences à la méconnaissance générale de l'aquifère, les incertitudes sur les données et les mécanismes totalement différents des deux éléments ^3H et ^{14}C (teneurs atmosphériques, période de demi-vie).

Par ailleurs, la disparité spatiale des teneurs isotopiques (PNUD-FAO-CBLT, 1973 ; Gaultier, 2004 ; Goni, 2006) prouve que l'alimentation de la nappe par les précipitations dans le Manga n'est probablement pas annuelle ni uniforme. La morphologie piézométrique serait la résultante

intégrée sur plusieurs années de recharge localisée (notamment lorsque les averses sont abondantes et intenses) et des années où il n'y a aucune alimentation par infiltration.

- **Apport de la télédétection**

L'enregistrement des indices d'activité végétale a permis à Leblanc (2002) de repérer dans les champs dunaires, des oasis représentées par une multitude de petites zones dispersées dans le paysage apparaissant sur les images satellitaires comme les seules zones où la végétation reste active durant la saison sèche. Seul l'aquifère quaternaire peut permettre d'alimenter cette végétation tout au long de l'année. Ces oasis correspondent donc à des zones de prélèvement naturel dans la nappe (Leblanc, 2002).

II.3.2 Processus de recharge à proximité du réseau hydrographique

Les eaux de surface sont susceptibles de recharger l'aquifère selon différentes manières, soit par conductance à travers le fond, soit par épandage et infiltration à travers une surface "d'infiltration active" telles que les interdunes orientales pour le lac Tchad et les plaines d'inondation en saison de pluie pour la Komadougou Yobé.

II.3.2.1 Recharge à proximité de la Komadougou Yobé

- **Etude des variations interannuelles**

La plaine alluviale longeant la Komadougou Yobé fait l'objet d'un suivi piézométrique régulier depuis l'année 1994. Six piézomètres ou puits (Bagara école, Bagara pépinière, Assaga, Guessere, Gueskérou château et Gueskérou Hôpital) ont présenté des chroniques compatibles pour une période allant de 1994 à 1998, puis complétées par des mesures ponctuelles à pas de temps irréguliers jusqu'à 2004 (*figure 19*). Les chroniques piézométriques enregistrées montrent une répercussion nette, plus ou moins différée, des variations des hauteurs d'eau de la Komadougou Yobé sur la profondeur de la nappe.

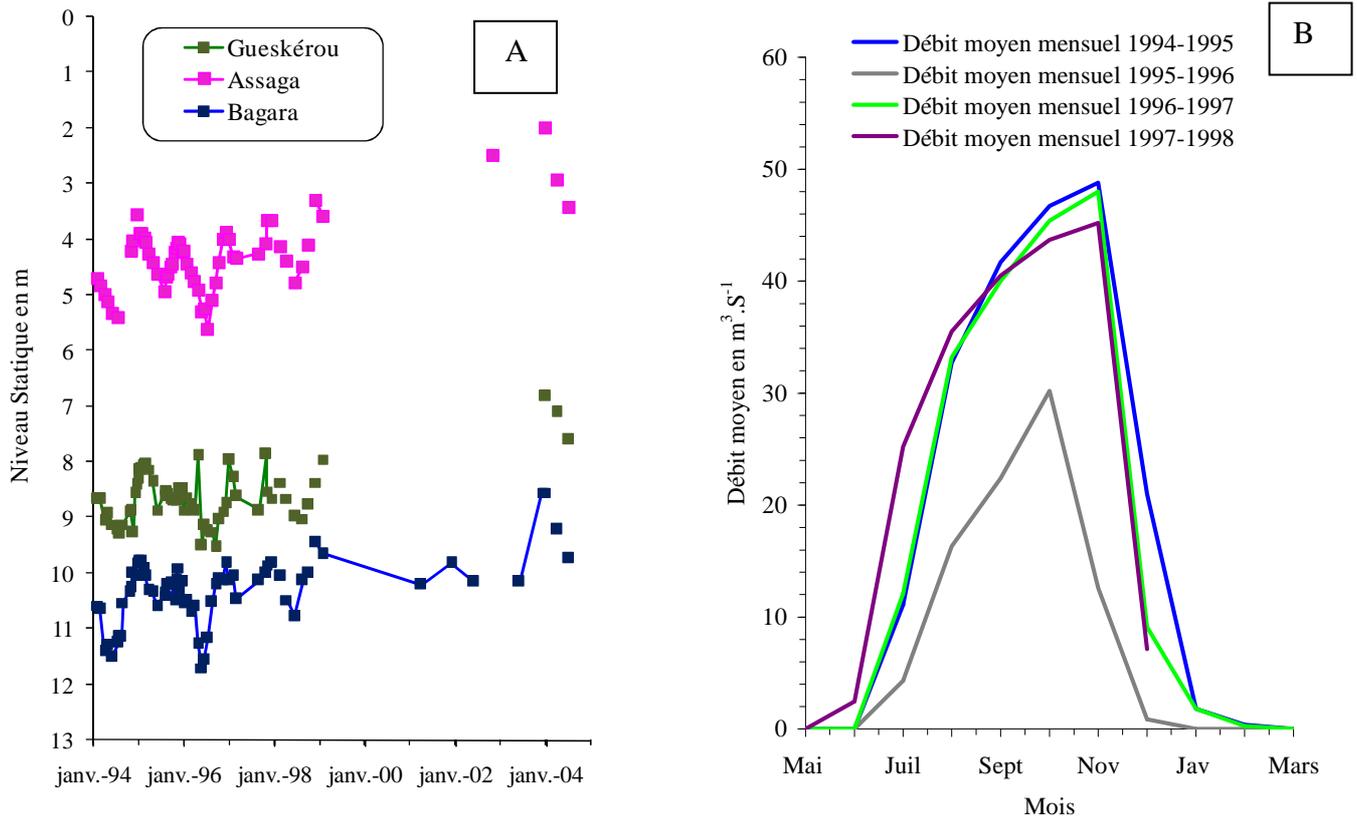


Figure 19 : Fluctuations piézométriques dans trois puits de la plaine de la Komadougou Yobé de 1994 à 2004 (A), Hydrogrammes de la Komadougou Yobé à Bagara de 1994 à 1998 (B).

Les mesures ponctuelles sur les puits antérieures à 1994 sont rares et difficilement exploitables quantitativement en raison des variations saisonnières très influentes dans cette zone. Si on se réfère au niveau piézométrique en début ou en fin de saison sèche de chaque année, on s'aperçoit que l'évolution inter-annuelle des profondeurs de la nappe est corrélée aux débits mensuels de la rivière.

- **Recharge à travers les plaines d'inondation**

Dans leur étude de la plaine d'inondation à l'est de Gashua, Carter et Alkali (1996) supposent que la présence d'une couche d'argile continue en surface exclue toute infiltration verticale. Cependant, Goes (1999) considère qu'au dessous de la plaine de l'Hadejia-Nguru (principale plaine d'inondation de la Komadougou Yobé au Nigéria), la percolation verticale à travers les lentilles argileuses est possible.

- **Essais de quantification**

Piézométrie

A partir des dénivelés piézométriques que nous avons déterminés en combinant les nouvelles données piézométriques, nous avons essayé de calculer le débit transitant de la rivière jusqu'aux deux dépressions. Ce calcul est basé sur la loi de Darcy et le gradient piézométrique entre la

rivière et les dépressions piézométriques. Nous conservons la même valeur de transmissivité $1,15 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ utilisée par IWACO (1985). La longueur du front d'infiltration est différente pour les deux dépressions de part leurs étendues et leurs morphologies. Nous considérons un front d'infiltration de 130 km pour la dépression du Kadzell et de 230 km pour le Bornou. Nous déduisons un débit égal à $\sim 5 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ transitant à la plaine du Kadzell et un débit égal à $\sim 7 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ transitant à la plaine du Bornou ; soit un total de $\sim 12 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ce calcul suppose que la recharge au niveau de la plaine alluviale s'effectue exclusivement par la rivière. Ces résultats sont très inférieurs aux estimations de IWACO (1985) qui suppose une recharge vers l'aquifère quaternaire de 37 millions de $\text{m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ entre Gashua et Bosso pour les deux rives de la rivière. Leduc et al. (1998) ont adopté la même méthode pour un front d'infiltration allant de Geidam jusqu'au lac Tchad. En utilisant des dénivelés piézométriques calculés en 1991 et une transmissivité de $2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, ils déduisent un écoulement depuis la Komadouyou Yobé vers la nappe quaternaire du Manga (uniquement au Niger) de 12,5 millions de $\text{m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$.

Modélisation hydrodynamique

A l'issue du calage du modèle numérique en régime permanent, Leduc et al. (1998) concluent à un volume de $6,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ d'eau qui s'infiltrer vers l'aquifère libre. Gaultier (2004) aboutit à une recharge considérablement plus faible, égale à $1,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$. Ces résultats reposent sur l'estimation *a priori* d'une conductance à travers le lit de la rivière, puis son calage en fonction de la réponse hydrodynamique de la nappe libre. La différence de l'étendue modélisée de l'aquifère quaternaire dans ces deux travaux pourrait expliquer cette grande divergence ; alors que Leblanc (1997) et Leduc et al. (1998) considèrent toute la partie nigérienne de l'aquifère quaternaire (communément appelée nappe du Manga), Gaultier (2004) ne modélise que la plaine du Kadzell. Certes, le nombre des incertitudes est élevé dans les deux cas, mais une prise en compte de tout le Manga nigérien permet de mieux intégrer la plaine du Kadzell dans le fonctionnement hydrogéologique régional et de rendre plus "logique" le calcul des flux qui y parviennent du nord et de l'est. Comme la morphologie de la plaine est une résultante d'un équilibre entre ces flux, leur présentation simultanée dans le modèle numérique permettrait un meilleur résultat.

Les résultats issus des modélisations hydrodynamiques divergent considérablement de ceux estimés à partir de calculs simples basés sur la piézométrie observée en bordure de la rivière. Ces calculs sont très approximatifs et ne considèrent qu'une transmissivité unique le long de la rivière.

II.3.2.2 recharge en bordure du lac Tchad

Un programme d'études multidisciplinaires sur les conditions de sédimentation dans la cuvette tchadienne a été mené dans les années 1960/1970 par l'ORSTOM visant à comprendre les mécanismes de régulation saline du lac Tchad dans un tel contexte endoréique. Ces travaux furent le point de départ des études qui ont traitées les relations entre la nappe phréatique et le lac Tchad notamment dans la partie tchadienne de l'aquifère quaternaire (Fontes et al., 1970 ; Maglione, 1976 ; Chouret et al., 1977, Roche, 1980).

- **Evolution piézométrique de la nappe libre en bordure du lac** : évidence de l'impact des variations des cotes du lac Tchad

Le lac repose en position perchée sur la nappe phréatique et représente donc un pôle potentiel de recharge de l'aquifère superficiel (PNUD-UNESCO-CBLT, 1972). De part sa grande superficie, le lac joue un rôle hydraulique indéniable malgré la variation des capacités de percolation des matériaux qui tapissent ses fonds (Dupont, 1970).

Le suivi piézométrique à Ari Koukouri entre 1990 et 1995 montre une baisse interannuelle de la nappe de plus d'une cinquantaine de centimètres. A cette époque, la cuvette nord du lac Tchad est asséchée depuis plus de 15 ans, ce qui semble avoir fortement perturbé la nappe libre (Gaultier, 2004). Entre 1995 et 2004, les mesures piézométriques ne traduisent aucune tendance et ne peuvent pas être liées explicitement aux niveaux du lac Tchad. Les trois mesures effectuées sont largement supérieures aux dernières mesures effectuées en 1995 (*figure 20*). Nous savons qu'à partir des années 1995, les images satellitaires montrent une remontée de la cote du lac. La cuvette nord se trouve à nouveau périodiquement immergée. Les niveaux piézométriques élevés mesurés après 1995 peuvent alors correspondre à ce changement des niveaux du lac.

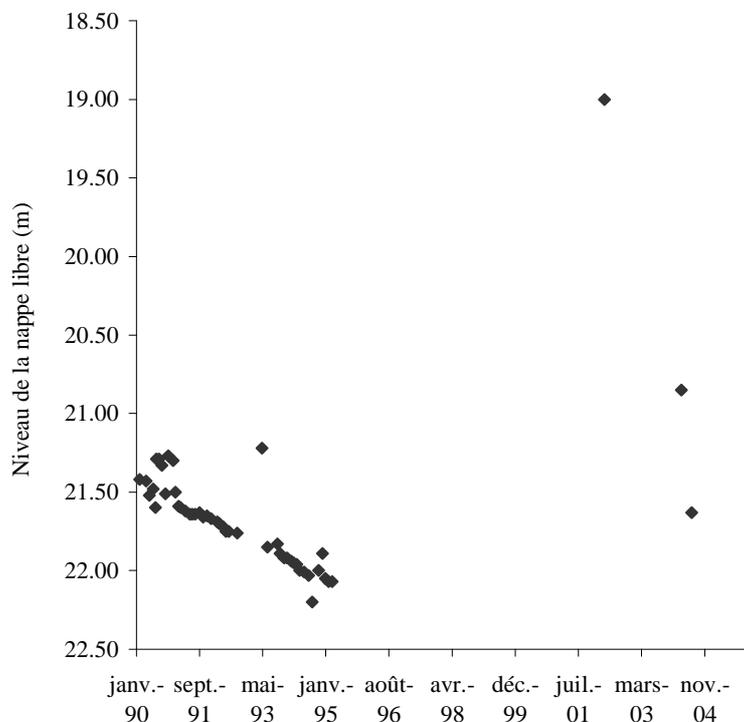


Figure 20 : Evolution du niveau de l'eau dans le puits d'Ari Koukouri entre 1990 et 2004

Le lac semble donc contrôler d'une manière différée les niveaux piézométriques. Par ailleurs, Leduc et al. (1998) rapportent une baisse piézométrique de 3 à 8 m entre 1975/1976 et 1989 pour quelques puits à proximité du lac. Les mesures ponctuelles sur un même puits avant 1995 sont rares et souvent contradictoires (Gaultier, 2004).

- **Essais de quantification**

Dans notre secteur d'étude, l'examen des isopièzes montre que l'infiltration peut être effective sur un front de plus de 350 km au Niger et au Nigéria. Si nous considérons un gradient hydraulique

moyen de 7.10^{-4} et une transmissivité de $2.10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$, légèrement supérieure à celle en bordure de la rivière, le volume transitant du lac Tchad vers les plaines du Kadzell et du Bornou est de l'ordre de $15,5.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ (calcul effectué par la loi de Darcy).

L'estimation de l'infiltration pourrait également se déduire du bilan hydrique du lac, en

$$\text{considérant l'équation suivante : } i_T(t) = h(t-1) - h(t) + \frac{Q_{\text{Chari}} \cdot t}{S(t)} + p(t) - E(t) \quad \text{Equation 1}$$

Où :

- $h(t)$: cote du lac au temps t en m
- $h(t-1)$: cote du lac au temps $t-1$ en m
- Q_{Chari} : volume des apports fluviaux en $\text{m}^3.\text{an}^{-1}$
- $S(t)$: surface du lac au temps t en m^2
- $P(t)$: hauteur pluviométrique au temps t en m
- $E(t)$: évaporation au temps t en m
- $i_T(t)$: infiltration totale au temps t en m

Le volume total infiltré est égal à $34,5.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ pour un pas de temps journalier.

En se basant sur le bilan hydrochimique de l'ion Cl^- , nous avons tenté de quantifier l'infiltration, en considérant que sur une période suffisamment longue les pertes en chlorures compensent les apports fluviaux et pluviaux (sur le lac) de cet élément. Nous supposons que les infiltrations sont uniformément réparties sur l'ensemble du lac. La seule estimation possible de la concentration moyenne des eaux infiltrées serait de la considérer voisine de la moyenne des teneurs en Cl^- dans les puits des îles (tenant compte de l'accumulation saline au fond du lac), nous pouvons donc écrire : $i_T(t) \cdot S_{\text{inf}}(t) \cdot C_i = Q_{\text{Chari}} \cdot C_F \cdot t + P \cdot S_{\text{inf}}(t) \cdot C_p$ Equation 2

Où :

- i_T : infiltration totale en m
- S_{inf} : surface d'infiltration : surface du lac, en m^2
- Q_{Chari} : volume des apports fluviaux en $\text{m}^3.\text{an}^{-1}$
- P : hauteur pluviométrique en m
- C_i : concentration de Cl^- dans les eaux infiltrées en $\text{kg}.\text{m}^{-3}$
- C_F : concentration de Cl^- dans les eaux fluviales en $\text{kg}.\text{m}^{-3}$
- C_p : concentration de Cl^- dans les eaux pluviales $\text{kg}.\text{m}^{-3}$

Le volume moyen infiltré est égal à $4,12.10^9 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$, avec les concentrations moyennes suivantes : $\text{Cl}^-_{\text{lac}} = 10,35 \text{ mg}.\text{L}^{-1}$, $\text{Cl}^-_{\text{Chari}} = 0,50 \text{ mg}.\text{L}^{-1}$, $\text{Cl}^-_{\text{pluie}} = 2,45 \text{ mg}.\text{L}^{-1}$ (moyenne des concentrations en chlorures dans les pluies de Diffa et de Maiduguri-2004). Ce résultat est biaisé par les faits que nous supposons une concentration en chlorures homogène et une infiltration uniformément répartie sur le lac, ce qui peut largement différer de la réalité.

Les trois méthodes de calculs donnent des résultats extrêmement différents. Le bilan hydrochimique des chlorures conclut à un résultat assez proche des calculs effectués par Carmouze (1976) qui, en s'appuyant sur le bilan chimique de l'ion Na^+ , estime qu'en moyenne $3,85.10^9 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ d'eau lacustre s'infiltrent vers la nappe. Roche (1980) estime par bilan salin

réalisé entre 1962 et 1970 qu'un volume de $2,1$ à $3,9.10^9 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ d'eau s'infiltré vers la nappe littorale. Ces estimations appartiennent donc au même ordre de grandeur. Par contre, elles sont toutes largement inférieures au résultat des travaux de Isiorho et al. (1996) effectués par traçage chimique entre 1985 et 1991 sur la bordure sud-ouest du lac Tchad et aboutissant à une infiltration de 10 à $15.10^9 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$ d'eau lacustre vers la nappe libre, soit 21% des apports au lac. Isiorho et al. (1996) considèrent l'infiltration possible sur l'ensemble de la superficie du lac. Mise à part la forte incertitude qui affectent ces estimations, elles semblent représenter des taux de recharge "potentielle". Elles expriment uniquement le volume susceptible de transiter vers la nappe libre, et non pas la quantité d'eau qui y parvient réellement. Par ailleurs, Fontes et al., 1969 ; Maglione, 1976 ; Carmouze et al., 1975 ; Roche, 1980 appuient tous l'hypothèse d'une faible participation du lac à la recharge de l'aquifère.

- **Modélisation hydrodynamique**

La modélisation en régime permanent de l'aquifère quaternaire effectuée par Leblanc (2002) a permis de déterminer une recharge actuelle du lac vers la nappe comprise entre 30 et $100.10^6 \text{ m}^3.\text{an}^{-1}$. Gaultier (2004) estime que le lac représente une faible part des infiltrations dans la plaine du Kadzell avec seulement 7%. Par ailleurs, l'intégration des variations des cotes du lac Tchad à partir du début de la sécheresse des années 1970 dans un modèle numérique a permis à Leblanc (2002) et Gaultier (2004) de cerner spatialement l'impact du retrait du lac sur la nappe libre. Les auteurs affirment que l'impact de l'assèchement prolongé du lac Tchad est important en sa proximité, avec une baisse de plus de 10 m dans certains puits. En revanche, au-delà de quelques kilomètres, son effet n'est plus perceptible.

II.3.3 Processus de recharge sur les dépressions piézométriques

Les faibles fluctuations de la nappe libre dans les zones de dépressions piézométriques rendent impossible tout essai de déceler une variation de la recharge par des chroniques piézométriques saisonnières ; seule la variabilité inter-annuelle à moyen et à long terme est observable.

- **Variations piézométriques inter-annuelles à moyen terme.** Aperçu sur la région la mieux documentée : le Kadzell

Au Kadzell, la faible fluctuation de la piézométrie est une caractéristique prépondérante. Si bien qu'à une échelle saisonnière, les variations des niveaux piézométriques au cœur de la dépression sont quasi-inexistantes.

La comparaison des données brutes des mesures piézométriques disponibles depuis 1990 indique que la majorité des puits présentent des fluctuations insignifiantes au regard des incertitudes (*figure 22*). Cependant, si nous éliminons, par une simple régression, les variations brusques pouvant être dues à une erreur de mesure, nous constatons que les 4 chroniques piézométriques

montrent entre 1990-95 une baisse continue et lente de la nappe. Cette tendance s'inverse et les niveaux piézométriques semblent augmenter légèrement à partir de 1995. Cette "dynamique" est perceptible notamment à Kosseyri, Kolomanga et Kaolo Djima, les forages qui interceptent les flux depuis le lac Tchad vers le centre de la dépression ; les niveaux piézométriques à Likité semblent se stabiliser après la brève phase de baisse.

Si on considère le retour des eaux lacustres en 1995 dans la cuvette nord comme une modification d'une limite de potentiel, son impact sur la nappe libre peut être traduit par une relation unidimensionnelle (Dieng et al., 1990 ; Wunster et al., 2003) :
$$\frac{h(x,t)}{h_0} = \operatorname{erfc}\left(x\sqrt{\frac{S}{4Tt}}\right). \quad \text{Equation 3}$$

Où : $h(x,t)$: amplitude de variation du niveau piézométrique de la nappe libre à une distance x du lac Tchad (m) et à l'instant t ;
 h_0 : amplitude de variation du niveau lacustre (m) ;
 x : distance au lac Tchad (m) ;
 T : transmissivité de l'aquifère ($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$) ;
 S : porosité efficace de l'aquifère.

Si nous considérons une transmissivité homogène égale à $5 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ pour toute la plaine du Kadzell et une porosité efficace égale à 0,05, pour les quatre suivis piézométriques et un temps " t " allant de 5 à 10 ans, on aboutit à une valeur $h/h_0 = 3 \cdot 10^{-13}$. Cette méthode de calcul a été utilisée par Gaultier (2004) qui affirme que l'assèchement des dernières décennies du lac Tchad n'est pas à l'origine de la baisse piézométrique au centre de la dépression entre 1990 et 1995.

Cependant, l'observation d'une tendance inverse, qui est également notable pour le puits d'Ari Koukouri, après le retour des eaux sur la cuvette nord du lac Tchad, incite plutôt à discréditer la validité de cette équation pour notre modèle et à nuancer l'absence totale d'un impact hydrodynamique du lac.

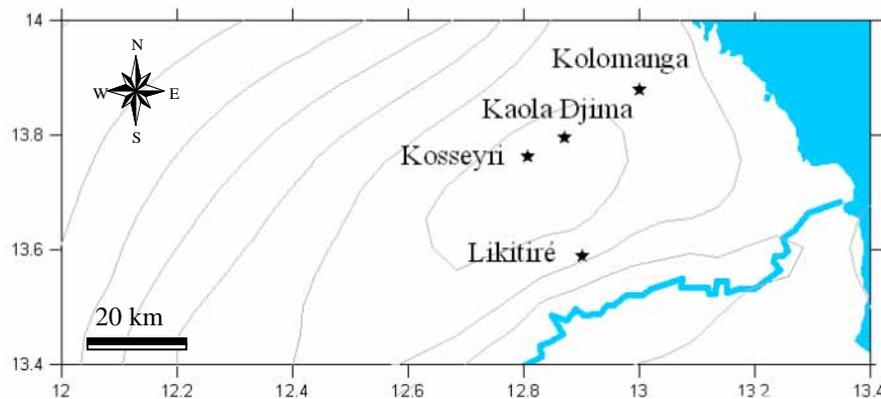


Figure 21 : Localisations des suivis piézométriques de la nappe libre dans la plaine du Kadzell

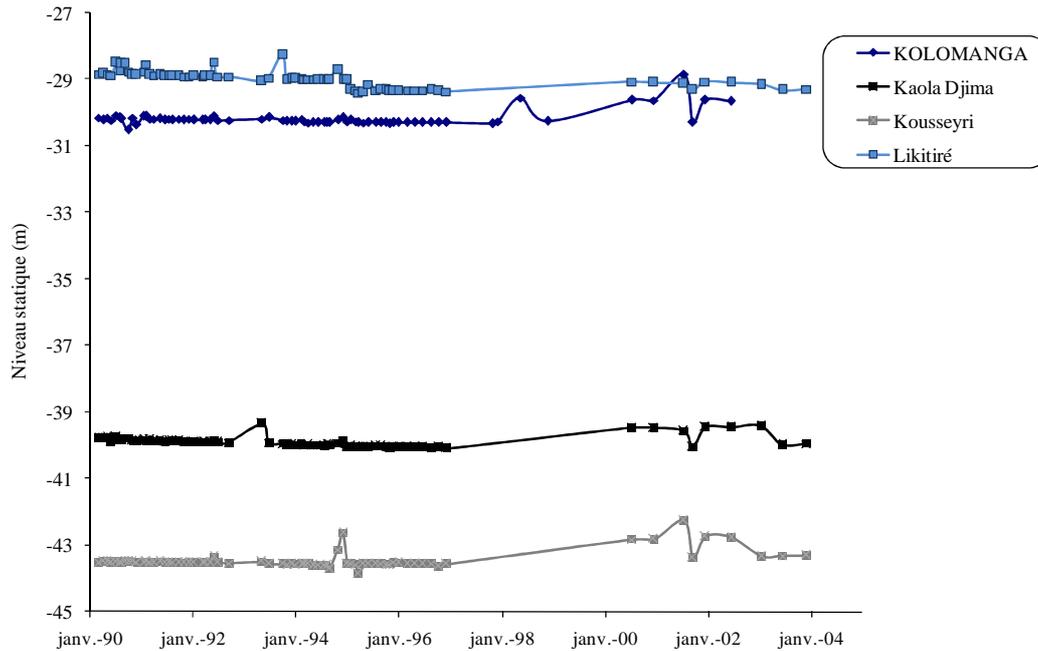


Figure 22 : Evolution piézométrique dans la plaine du Kadzell

En tenant compte des incertitudes sur les mesures, la période 1990/2005 la piézométrie ne semble pas avoir connu des variations significatives malgré les fluctuations de la surface lacustre. La nappe libre n'est cependant pas totalement inerte à cette échelle temporelle. Comme le laissent sentir sa morphologie et ses propriétés hydrodynamiques, les transferts de charge dans la plaine sont lents et de faibles amplitudes.

Le Bornou

Au Nigeria, il nous a été impossible de faire des relevés dans tous les puits recensés dans les documents du Geological Survey of Nigeria (1971-1972). Cependant, vu le profil général de l'aquifère quaternaire, il semble que l'évolution piézométrique à moyen terme est faible. Il est à noter quand même que certaines régions situées au sud-est de la dépression piézométrique montrent une réelle évolution de la profondeur de la nappe phréatique depuis 1963. A Ala, une remontée de la nappe phréatique de 7 m a été constatée (-29,26 m en 1963 et -22,74 m en 2005). Par contre, à Dabira, située à l'ouest de la dépression piézométrique, on noterait une baisse approximative de la nappe phréatique de presque 6 m depuis 1963 (-53,94 m en 1963 et -59,38 m en 2006). Ces différences reflètent non pas seulement une éventuelle évolution piézométrique mais aussi des éventuelles erreurs de mesure. Leur interprétation est d'autant plus difficile que nous ne sommes pas sûrs qu'il s'agisse des mêmes puits (coordonnées géographiques légèrement différentes). D'autre part, l'effet de la grande extension des forages profonds pliocènes, en exploitation permanente intensive, sur l'évolution hydrodynamique de l'aquifère quaternaire est aussi à préciser. A priori, une comparaison exacte s'avère difficile en l'absence d'informations plus précises. Au sud-est de la dépression à proximité du lac Tchad, certains puits, pourtant loin des zones potentielles de recharge, voient leurs niveaux fluctuer très rapidement pendant la saison

pluviale. La nappe remonte et devient accessible au puisage au début de la saison pluviale, puis le niveau baisse rapidement (certains puits s'assèchent ; communication orale). Il est probable que les formations lithologiques soient à l'origine de cette baisse ; des horizons sableux, particulièrement perméables, forment des "nappes perchées" minimes qui se vidangent rapidement et les eaux se redistribuent au sein de la nappe libre.

- **Apport de la télédétection**

Au dessus des dépressions piézométriques la topographie apparaît si plate que l'on n'observe pas de ruissellement et de concentration des eaux de pluies dans des mares. L'infiltration des précipitations ne peut pas être de type indirect, mais se fait essentiellement sous forme diffuse (recharge directe). Dans les régions de dépressions, les données thermiques du satellite Météosat ont montré qu'en fin de saison des pluies l'eau ne s'infiltré pas mais reste à la surface du sol où elle est soumise à une forte évapotranspiration (Leblanc, 2002) (*figure 23*).

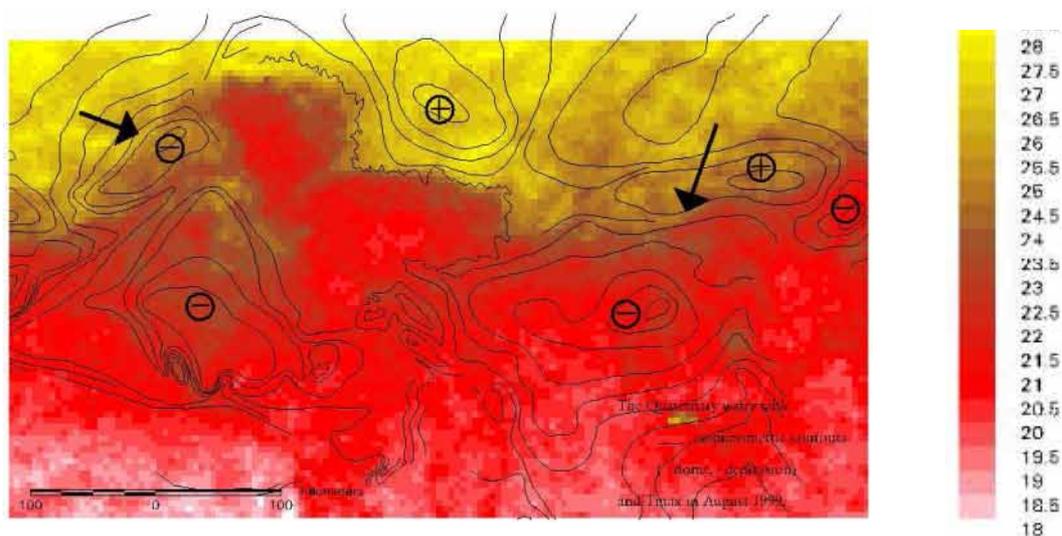


Figure 23 : Données thermiques à la fin de la saison de pluie en 1999. Météosat (Leblanc, 2002).

Récemment, Boronina et Ramillien (2008), en s'appuyant sur des données NOAA-AVHRR (Radiomètres Avancés à Très Haute Résolution) et des données GRACE (Gravity Recovery and Climate Experiment), ont conclu à des résultats identiques à ceux de Leblanc (2002). L'évapotranspiration est perceptible au cœur de la dépression du Kadzell malgré la profondeur de la nappe dépassant les 40 m dans cette zone. Les auteurs affirment une fois de plus que la dépression du Kadzell (aussi bien que la dépression du Chari Baguirmi) sont des zones où l'évapotranspiration est prédominante.

II.3.3.2 Création et maintien des dépressions piézométriques

Diverses hypothèses sur la création des dépressions piézométriques du sahel ont été émises. Une des premières hypothèses suggérait qu'une surexploitation locale de l'aquifère par les populations aurait pu former ces nappes en creux. Elle a vite été contredite, étant donnée la faible densité de population dans ces régions et les énormes réserves souterraines de ces bassins sédimentaires.

D'autres pensaient qu'un contexte structural adapté pouvait provoquer une circulation de l'eau vers des aquifères profonds (Durand, 1982) ; dans les plaines du Kadzell et du Bornou, cette configuration est impossible étant donné l'artésianisme de l'aquifère pliocène. Risier et Petit-Marie (1986) pensaient que l'affaissement du bassin, plus marqué en son centre, pouvait être un précurseur de l'effondrement de la nappe libre. Cette théorie a été très peu développée. Mais un calcul rapide de la subsidence à partir de l'épaisseur des formations quaternaires dans le bassin du lac Tchad suppose un effondrement de la nappe libre en 900 000 ans (Gaultier, 2004). Ce scénario semble très improbable. De même, les variations eustatiques qui sont une cause avancée par Dieng et al. (1990) ne peuvent en aucun cas être responsable de la formation des dépressions à l'intérieur du sahel.

L'hydrodynamique actuelle des dépressions du Kadzell et du Bornou apparaît incompatible avec toutes les causes évoquées. Le modèle conceptuel le plus vraisemblable est lié à l'association de deux paramètres : (i) une reprise par évaporation/évapotranspiration supérieure à la recharge (Aranyosy et al., 1989 ; Leduc et al., 1998 ; Favreau et al., 2002) et (ii) localement une faible perméabilité latérale de l'aquifère. L'association de ces deux configurations mène à un déficit évapotranspiration – recharge qui ne peut pas être compensé par les apports latéraux (des eaux de surface ou des zones de recharge préférentielle).

Par ailleurs, on relève dans le paysage la présence d'arbres phréatophytes (Gaston, 1996) dont le système racinaire extensif peut atteindre la nappe à plusieurs dizaines de mètres sous le sol. En effet, malgré le fait que la majorité des espèces captent l'eau dans les premiers 50 cm du sol (Canadell et al., 1996), certains arbres s'adaptent au milieu et peuvent développer deux types de systèmes racinaires : l'un captant l'humidité en surface et l'autre plus en profondeur, essentiel pendant la saison sèche (Le Maitre et al., 1999). Ainsi certaines racines d'arbres peuvent descendre jusqu'à 60 m de profondeur pour puiser l'eau, comme l'acacia.

En terme de bilan, d'une part la très faible infiltration des eaux de pluie, et d'autre part l'évapotranspiration pouvant affecter la nappe même à grande profondeur se traduit par un déficit en eau si bien que les dépressions piézométriques peuvent être interprétées comme des zones de prélèvements naturels.

II.3.3.2 Perméabilités plus faibles des zones des dépressions piézométriques

A l'issue des modélisations hydrodynamiques, il s'est avéré nécessaire d'imposer des perméabilités faibles pour les plaines du Kadzell (Leduc et al., 1998 ; Leblanc, 2002 ; Gaultier, 2004) ainsi que pour la plaine du Bornou (Leblanc, 2002) pour créer et maintenir les dépressions piézométriques dans ces zones. Cependant, les valeurs imposées dans les modèles numériques ne sont pas conformes aux mesures de terrains, elles sont généralement inférieures d'au moins un facteur 10. Plusieurs raisons permettent de justifier cette configuration. En effet, au cours de l'évolution sédimentologique de l'aquifère quaternaire plusieurs conditions (paléohydrographiques, hydrodynamiques et probablement structurales) ont empêché l'emprise éolienne de s'affirmer sur les plaines du Kadzell et du Bornou, même pendant les phases les plus arides.

Ces deux plaines se distinguent alors par des matériaux particulièrement argileux, donc peu perméables déposés au cours des phases transgressives plio-pléistocènes du lac Tchad.

L'existence du Mégalac Tchad permet de fournir une grande part de l'explication du faible développement éolien du Kadzell et du Bornou, mais elle semble insuffisante à elle seule pour édifier les caractéristiques sédimentologiques des deux plaines. Il est probable que la dynamique de la Komadougou Yobé ait joué un rôle considérable (Durand, 1995). L'auteur note que les apports de la Komadougou Yobé, pourtant minimes par rapport à ceux du Chari, ont suffi à empêcher l'édification d'un erg : les apports fluviaux et éoliens étaient de sens opposé et les deux dynamiques s'affrontaient et s'annulaient. On peut également imaginer que la subsidence de la cuvette tchadienne, plus marquée en son centre, à la fin du Tertiaire et au début du Quaternaire, ait favorisé le dépôt d'une sédimentation lacustre (donc plus argileuse) aux alentours de l'emplacement actuel du lac Tchad.

II.4 Conclusion

Les moyens dont nous disposons pour la quantification de la recharge efficace et des flux eau de surface-nappe libre sont divers : numériques, chimiques ou à partir des gradients piézométriques. Ces moyens se heurtent toute de même à l'insuffisance ou la médiocrité des données de terrain. Par exemple, pour la Komadougou Yobé, nous manquons de précisions sur son profil altimétrique, l'épaisseur des dépôts qui recouvrent son fond, la section mouillée correspondant à un débit jaugé donné...

A l'issue de la revue synthétique des différents travaux et méthodes de calcul de la recharge, on constate que le Manga ne présente pas un aspect homogène vis-à-vis de la recharge. Les processus d'alimentation de la nappe varient suivant le contexte hydrologique local, la topographie et la probablement l'activité végétale. D'une manière générale, les fluctuations piézométriques saisonnières et inter-annuelles montrent une alimentation à partir des précipitations. Ceci est confirmé par les analyses isotopiques effectuées en divers points du BLT (Sabljak, 1998 ; Leduc et al., 2000 ; Gaultier, 2004 ; Goni, 2006). Cependant, la revue des estimations fait ressortir la prépondérance de l'effet d'échelle, aussi bien temporelle que spatiale, et suscite surtout des interrogations sur les limites d'application de chaque méthode d'estimation de la recharge et son adaptation au contexte local et régional. Les calculs effectués sur une cuvette sont largement divergents de ceux effectués sur une vaste zone de l'aquifère. Alors que les modélisations hydrodynamiques indiquent que le rôle hydraulique des ces micro-bassins (cuvettes) est localisé, les investigations chimiques tendent à surestimer les quantités d'eau qui transitent dans la nappe libre. En dépit des fortes incertitudes qui les affectent, les estimations issues des modèles d'écoulements souterrains sont particulièrement pertinentes car elles permettent de s'affranchir des effets de limites et de modéliser le Manga dans un contexte de fonctionnement hydrodynamique en continuité avec le reste de l'aquifère.

Le calcul des flux transitant vers la nappe libre à partir des eaux de surface (lac et Komadougou Yobé) est également sujet à de fortes incertitudes et les résultats qui en découlent sont variables. D'une manière générale, les méthodes se référant aux fluctuations des eaux de surface expriment une recharge potentielle et tendent à surestimer les flux réels (Hans et al., 2003). Aussi, les bilans salins et les traçages chimiques semblent surestimer ces flux. Ceci a été démontré par l'impossibilité de les intégrer dans un modèle numérique quelque soit le jeu de valeurs des perméabilités ou de la recharge nette (Leduc et al., 1998 ; Leblanc, 2002 ; Gaultier, 2004). Au niveau de la dépression piézométrique du Kadzell, et en tenant compte des incertitudes sur les mesures, nous constatons que la piézométrie n'a pas connu des variations significatives malgré les fluctuations de la surface lacustre et des conditions climatiques entre 1990 et 2005. Les transferts de charge dans la plaine sont très lents et de faibles ampleurs.

Dans ce contexte, l'étude géochimique et isotopique des eaux souterraines de l'aquifère quaternaire est un moyen efficace pour apporter, au moins d'une manière qualitative, des précisions supplémentaires sur les processus de la recharge et l'ampleur des transferts eaux de surface-nappe libre.

Partie II

Hydrochimie et Géochimie Isotopique

Chapitre I

Indicateurs géochimiques de l'origine et de l'évolution des eaux souterraines

I.1 Introduction

Les facteurs induisant l'hétérogénéité spatiale du chimisme de la nappe phréatique sont d'abord d'ordre géomorphologique. A l'échelle de notre étude, deux entités majeures se distinguent ; (a) les plaines argilo-sableuses du Kadzell et du Bornou où se situent les deux dépressions piézométriques, bordées par la Komadougou Yobé et le lac Tchad et (b) l'erg ancien du Manga où se succèdent des cuvettes interdunaires. Ces cuvettes représentent des systèmes hydrologiques dont les processus chimiques sont très différents de ceux du Kadzell et du Bornou.

Les plaines du Kadzell et du Bornou d'une part et le Manga d'autre part sont deux ensembles différents de par leurs histoires hydrogéologiques liées aux variations actuelles et anciennes du réseau hydrographique. Schématiquement, ces deux entités peuvent être séparées par le cordon dunaire représentant aujourd'hui les vestiges des rives du Mégalac Tchad. Le Kadzell et le Bornou appartiennent au domaine antérieurement immergé par les eaux lacustres lors de leur dernière extension maximale holocène. Dans ces deux zones, les processus géochimiques seraient liés notamment à la présence d'eaux lacustres anciennes et récentes et aux rapports avec la Komadougou Yobé. Dans le Manga, la minéralisation des eaux souterraines résulte plutôt des variations saisonnières ou interannuelles de la nappe libre et des fluctuations de son front d'évaporation. Dans ce mémoire, nous étudions spécifiquement la géochimie des eaux souterraines des plaines du Kadzell et du Bornou. Le Manga n'y sera pas étudié.

L'objectif de ce chapitre est d'identifier, à partir de l'étude des éléments majeurs et en trace, les principaux processus de minéralisation des eaux souterraines au sein du Kadzell et du Bornou et d'en définir les origines.

I.2 Protocole expérimental

I.2.1 Prélèvement et conditionnement des échantillons

La plaine du Kadzell (Diffa, Niger) est la région la mieux documentée. Par contre, les mesures piézométriques et chimiques dans le Bornou (Nigéria) sont insuffisantes en raison de difficultés d'accès à cette région et d'une exploitation privilégiée des nappes captives. Au cours des 2 campagnes réalisées au Bornou, nous avons effectué un maximum de mesures dans les directions des flux hydrodynamiques des abords du lac et de la Komadougou Yobé vers le centre de la plaine. Aussi bien au Niger qu'au Nigéria, la faible densité de population et la rareté des points

d'eau exploités dans certains secteurs ont laissé inévitablement plusieurs endroits inexplorés. Ce problème est d'autant plus prononcé en saison pluviale car les habitants préfèrent alors utiliser l'eau des mares plus facilement accessible. La majorité des puits dans les zones où la nappe est très profonde sont ainsi saisonnièrement abandonnés. La distribution des points de prélèvement n'est donc pas homogène.

Une soixantaine d'analyses des teneurs en ions majeurs ont été effectuées entre 2003 et 2006, et concernent près de 56 points différents de la nappe phréatique, répartis en 40 puits et 16 forages. Les ions majeurs systématiquement analysés sont HCO_3^- , Cl^- , NO_3^- , SO_4^{2-} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ . Les teneurs en silice ont été analysées pour environ 90% des échantillons prélevés. Les analyses des teneurs en éléments en trace concernent uniquement les échantillons prélevés au cours de cette thèse et du programme PNRH associé (Favreau et al., 2005). Les éléments en trace systématiquement analysés sont Li, B, Al, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Mo, Cs, Ba, Pb et U. Ces éléments ne font pas tous l'objet d'interprétation comme nous le verrons par la suite.

Au Kadzell, 32 analyses des teneurs en ^{18}O ont été effectuées sur 12 puits et 16 forages. Au Bornou, nous disposons des analyses du couple $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^2\text{H}$ pour 23 puits échantillonnés ; sur 4 puits, nous disposons seulement des teneurs en ^{18}O . Les différents puits et forages échantillonnés depuis 2003 (dans le cadre de cette thèse et du programme PNRH associé) sont illustrés dans la *figure 24*. Nous bénéficions aussi des données récoltées lors d'une campagne d'échantillonnages en février 2005 par l'ONG Karkara ; cette collaboration a permis l'échantillonnage des eaux de puits et des forages dans les îles de la cuvette nord du lac Tchad, particulièrement difficiles d'accès.

La caractérisation de l'origine des eaux de la nappe phréatique nécessite la connaissance des mêmes informations, chimiques et isotopiques, sur les pôles de recharge vers l'aquifère. Ainsi, en plus des analyses effectuées sur les eaux souterraines, les ions majeurs et en trace d'une quarantaine d'échantillons des eaux du lac Tchad et de la rivière Komadougou Yobé ont été déterminés.

Par ailleurs, plus de 50 échantillons de pluies événementielles à Diffa et à Maiduguri de l'hivernage 2004 ont été analysés au vue d'en déterminer les teneurs en bromure et en chlorure. Les teneurs en isotopes stables n'ont été déterminées que pour 5 échantillons des eaux du lac Tchad et 4 échantillons de la Komadougou Yobé. A toutes ces analyses s'ajoutent celles effectuées dans le cadre de plusieurs études antérieures concernant les éléments majeurs et les isotopes stables de la molécule d'eau (PNUD-UNESCO-CBLT, 1972 ; Roche, 1980 ; Sabljak, 1998 ; Goni et al., 2001 ; Gaultier, 2004 ; Goni, 2006).

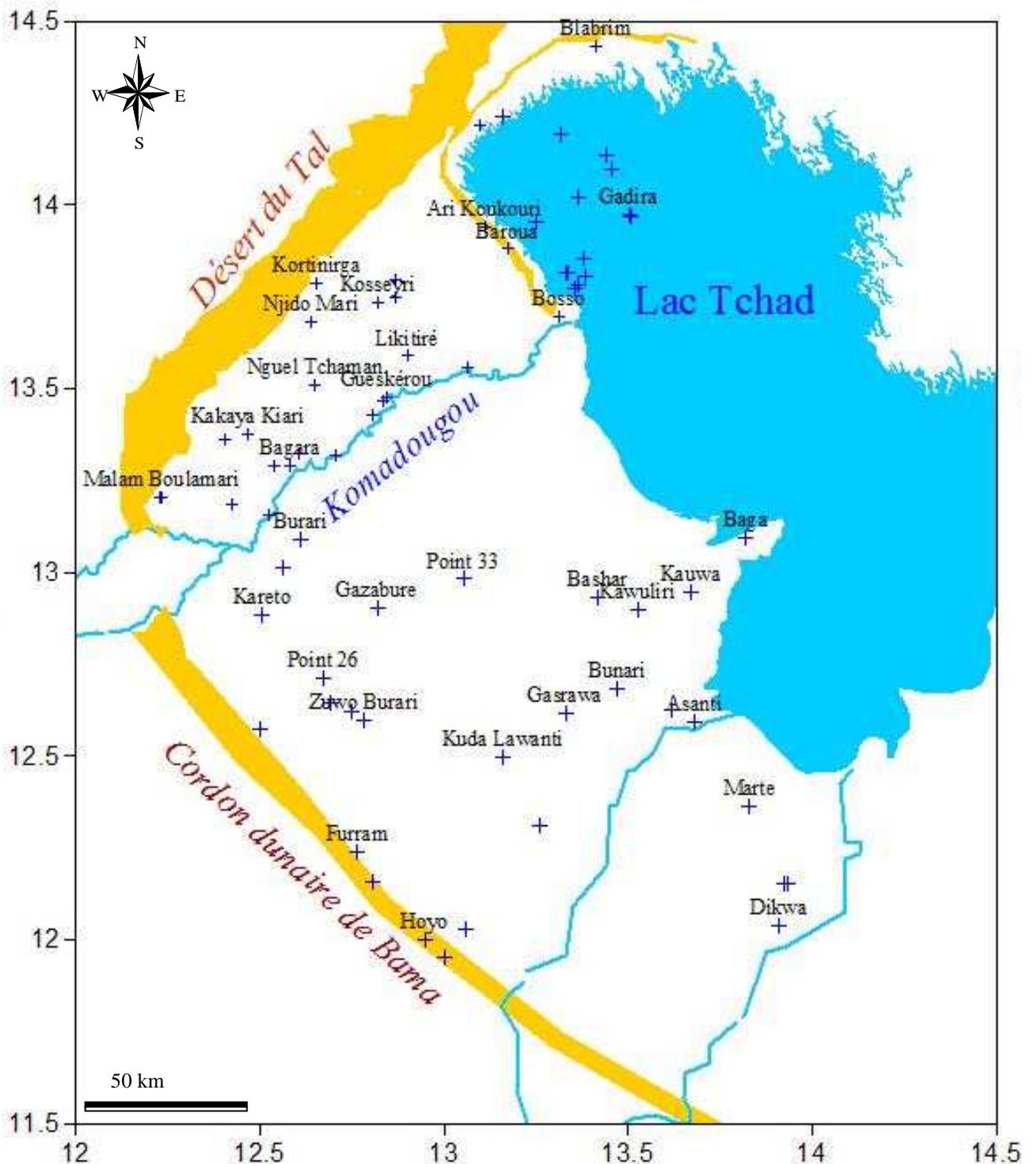


Figure 24 : Carte des puits et forages échantillonnés et localisation des points cités dans le texte (Missions 2004-2005-2006).

Pour les éléments majeurs et en trace, les prélèvements ont été effectués dans des flacons en polyéthylène haute densité (HDPE), matériau ne libérant que très peu d'éléments solubles et n'altérant donc pas la composition chimique des échantillons stockés. Suivant la pertinence du prélèvement (la complémentarité avec les travaux antérieurs, l'emplacement, la logistique), cinq fractions ont été prélevées sur chaque point d'échantillonnage :

- une fraction de 125 ml destinée à l'analyse des éléments majeurs ; l'eau a été filtrée *in situ* avec des membranes Millipore® à 0,45µm.
- une fraction de 60 ml dans des flacons préalablement décontaminés et acidifiés à 1 ‰ avec HNO₃ ultra-pur, destinée à l'analyse des éléments en trace. L'eau a été filtrée avec des membranes Millipore® à 0,22µm. Les filtres, à usage unique, sont préalablement décontaminés.
- une fraction de 30 ml non filtrée dans des flacons en verre ambré pour l'analyse des isotopes stables.
- une fraction de 11 dans des flacons en HDPE destinée à l'analyse du Carbone-14 ; l'eau a également été filtrée à 0,45µm. Au Niger, seuls les forages équipés avec une pompe ont été échantillonnés. Au Nigéria, nous n'avons échantillonnés que des puits.
- une fraction de 250 ml non filtrée destinée à l'analyse du Tritium.

Les prélèvements ont été effectués avec des gants en latex non poudré, des filtres et des seringues rincés à l'acide pour limiter les contaminations. Les flacons sont remplis de façon à laisser le moins d'air possible afin d'éviter l'évolution des échantillons au cours du temps.

Les mesures de la conductivité électrique, de la température, du pH, du potentiel d'oxydo-réduction et du Titre Alcalimétrique Complet ont été réalisées sur le terrain lors des prélèvements sur les échantillons non filtrés. Pour les eaux du lac et celles de la Komadougou Yobé, les sondes ont été directement plongées dans l'eau, sous une dizaine de cm de la surface. Les incertitudes sur les mesures de pH sont de 0,1 unité, sur la conductivité électrique de 10 µS.cm⁻¹ et sur la température de 0,5 °C. Les échantillons ont été conservés au laboratoire HydroSciences Montpellier, Université Montpellier II, à 4°C afin de minimiser leur évolution jusqu'au moment de l'analyse.

I.2.2 Représentativité de l'échantillonnage

Les ions majeurs ont été déterminés au laboratoire de Chimie des Eaux d'HydroSciences Montpellier (HSM) par Chromatographie Ionique (IC-1000 Dionex®). Les éléments en trace ont été analysés au Grand Plateau Technique pour la Recherche "Analyse des Eléments en Trace dans l'Environnement " du Département T2E de l'Université Montpellier 2 par spectrométrie de masse à couplage inductif (Plasma Quad 2 Turbo⁺ Thermo®).

Pour les éléments majeurs, l'analyse chimique est considérée comme valide quand la balance ionique $[(\Sigma\text{cations} - \Sigma\text{anions})/(\Sigma\text{cations} + \Sigma\text{anions})]$ n'excède pas $\pm 7\%$. Pour plus de 98% de nos analyses, cette condition est vérifiée. Une erreur sur la balance ionique a été constatée, notamment pour certains forages et eaux de surface dont l'alcalinité a été mesurée sur le terrain. Dans tous les cas, les cations excèdent les anions. Les alcalinités ont été redéterminées au laboratoire et la balance ionique a été améliorée. Pour les eaux très minéralisées, nous avons tenté de procéder par différentes méthodes de mesure de l'alcalinité car il s'est avéré que les résultats sont très sensibles aux modes de manipulation. Deux phénomènes sont susceptibles de diminuer la représentativité des valeurs mesurées *in situ* : mauvaises manipulations ou évolution du système calco-carbonique de l'échantillon.

Pour les éléments en trace, on analyse en général l'isotope qui a la plus grande abondance naturelle afin d'obtenir la meilleure sensibilité de détection. Mais pour les eaux riches en Sr par exemple, on mesure l'isotope ^{86}Sr qui est moins abondant (9,86%) que l'isotope ^{88}Sr (83,6%) pour éviter la saturation du détecteur. D'autre part, l'existence d'interférences rend délicate la détermination de certains éléments à faible concentration. Les interférences non spectroscopiques, liées à la viscosité de la matrice, aux changements de degré d'ionisation des éléments sont corrigées par l'optimisation du plasma et l'utilisation de standards internes (In^{115} et Bi^{209} dans notre cas). Les interférences spectroscopiques se traduisent par un recouvrement de signaux pour des ions de même rapport masse sur charge et sont de plusieurs types : isobarique, double charge, interférence d'oxydes et polyatomique. Pour chaque masse d'un élément, la présence d'éléments autres que celui que l'on désire analyser (ions ou molécules dont la masse est la même que celle mesurée) peut engendrer ces interférences et induire la surévaluation des concentrations déterminées. Les éléments compris entre les masses 50 et 80 sont les plus soumis à ce type d'interférence polyatomique. Plusieurs techniques ou solutions existent pour pallier ce problème : pour les éléments possédant plusieurs isotopes, on choisit l'isotope le moins interféré qui donc présente la concentration la plus faible ; pour les éléments mono-isotopiques, on utilise des équations de correction d'interférences, grâce au logiciel qui gère l'ICP-MS (Rabiet, 2006).

Les analyses des teneurs en chlorure et en bromure des échantillons de pluie ont été effectuées au Laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon. Les analyses des isotopes stables ($\delta^{18}\text{O}_{\text{H}_2\text{O}}$ et $\delta^2\text{H}_{\text{H}_2\text{O}}$) ont été effectuées au laboratoire d'Hydrogéologie de l'Université d'Avignon et des Pays Vaucluse et à la Maison des Sciences de l'Eau de Montpellier.

I.3 Physico-chimie et faciès chimiques

I.3.1 Mesures physico-chimiques (température, conductivité électrique et pH)

I.3.1.1 Les eaux souterraines dans la plaine du Kadzell

La température moyenne des eaux souterraines est de $30,6^\circ\text{C} \pm 2,2$. Les températures les plus basses sont mesurées sur des puits à proximité de la Komadougou Yobé et varient de $26,7^\circ\text{C}$ à Zarwaram à $29,7^\circ\text{C}$ à Dagaya. Les températures les plus élevées se rencontrent dans les forages du centre de la plaine du Kadzell et en bordure du lac Tchad. Le pH est un paramètre physico-chimique qui varie fortement. Les valeurs s'échelonnent entre 6,0 et 8,5 dans les puits les plus minéralisés en bordure du lac. La variation spatiale de la conductivité est également très importante. Les valeurs les plus faibles sont mesurées à proximité de la Komadougou Yobé ($183 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ au forage de Saléri). Les conductivités les plus élevées sont mesurées au centre de la dépression ($3180 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ au forage de Kosseyri) ainsi qu'en bordure du lac Tchad et dans les îles de la cuvette Nord (les conductivités maximales mesurées sont de $3600 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ en bordure du lac et $5210 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ dans la cuvette Nord).

- **Variabilité latérale de la température et de la conductivité électrique dans le Kadzell**

La variabilité latérale de la température et de la conductivité électrique dans le Kadzell a pu être testée sur quelques sites où nous disposons d'enregistrements concomitants de ces deux paramètres dans les forages, crépinés sur plusieurs mètres à des profondeurs variables sous le

niveau statistique et les puits, qui captent les premiers mètres saturés de l'aquifère. De plus, des profils de la température et de la conductivité électrique ont été effectués à la descente et/ou à la remontée dans la colonne d'eau dans certains forages. Sont présentés ci-dessous, les profils de conductivité électrique et de température effectués sur deux forages, l'un situé en bordure de la Komadougou Yobé et l'autre en bordure du lac Tchad (*figures 25 et 26*). Les deux paramètres évoluent d'une façon similaire dans les deux forages. A Diffa, les températures mesurées sur les 10 premiers mètres de la colonne d'eau sont sensiblement plus élevées que la moyenne pour l'ensemble des puits en bordure de la rivière ($T_{\text{moyenne}} = 29^{\circ}\text{C}$). Elle décroît en profondeur jusqu'à $28,3^{\circ}\text{C}$, valeur très proche de la température mesurée sur un puits dans le même village ($28,7^{\circ}\text{C}$). La conductivité évolue inversement et montre des variations brusques ; elle passe de $120 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ sur les 10 premiers mètres jusqu'à $258 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ en profondeur.

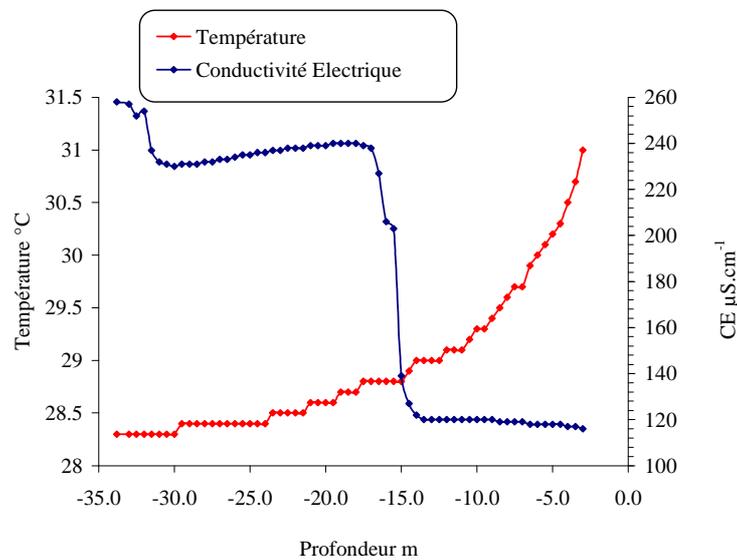


Figure 25 : Profils de température et de conductivité à la remontée dans le forage CDA de Diffa (plaine de la Komadougou Yobé).

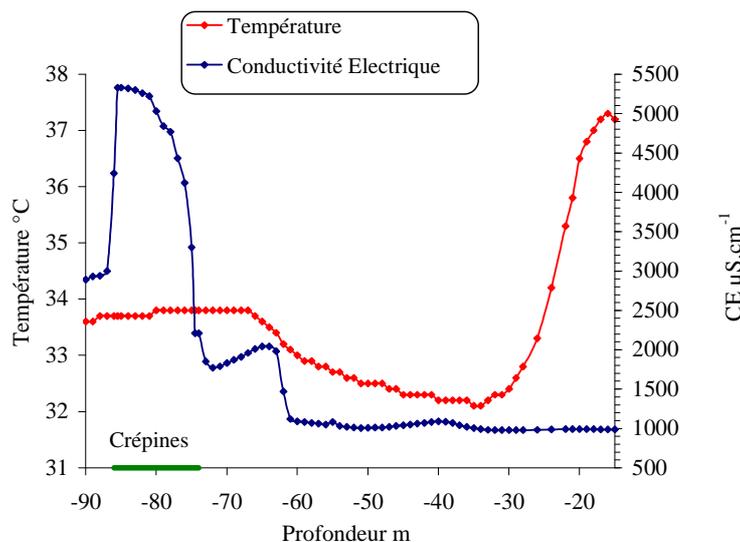
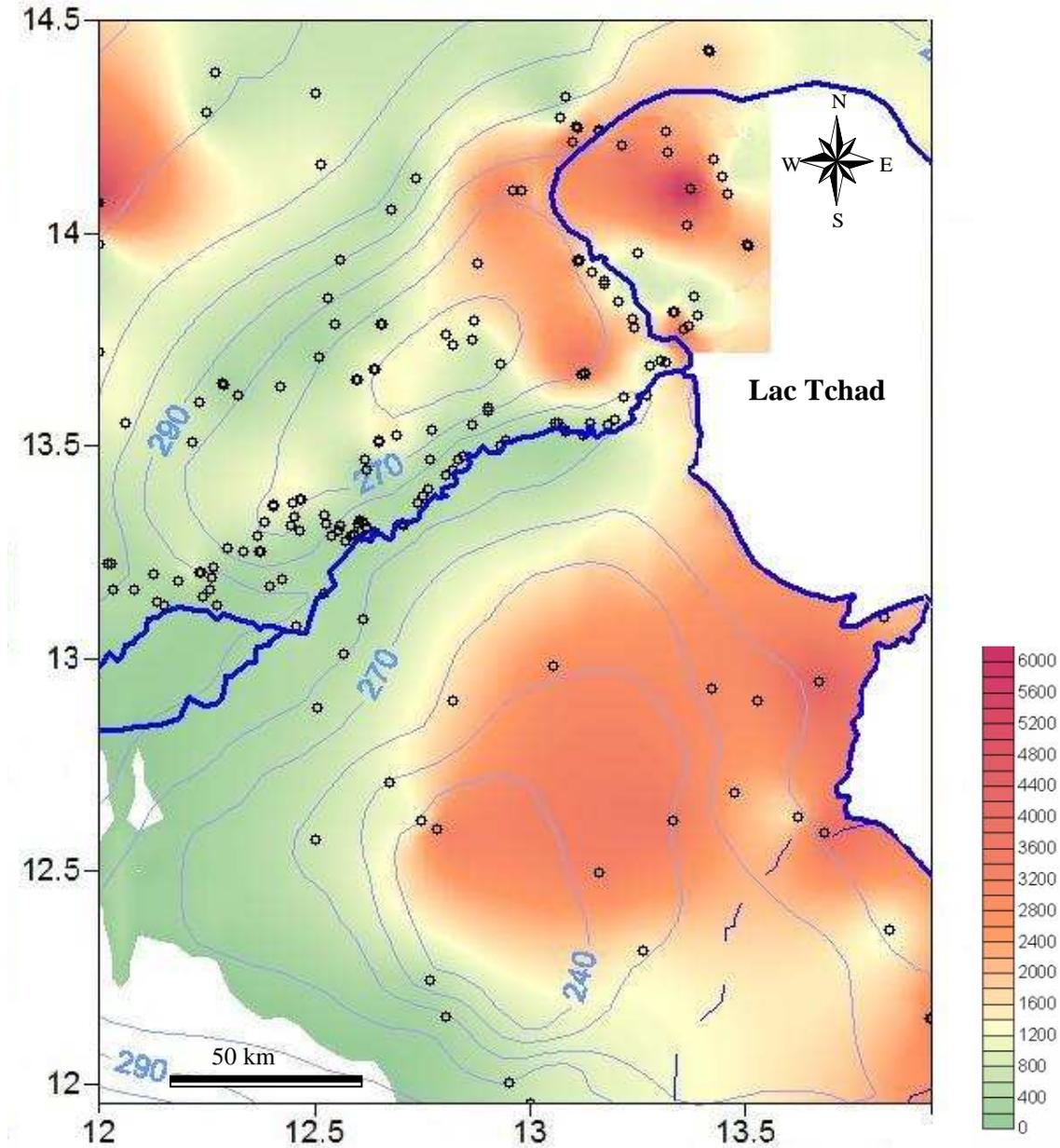


Figure 26 : Profils de température et de conductivité électrique à la remontée dans le forage SEEN à N'guigmi (bordure du lac Tchad).

I.3.1.2 Les eaux souterraines dans le Bornou

Au Bornou, la température moyenne des eaux souterraines est de $31,1^{\circ}\text{C} \pm 1,4$. La température la plus basse ($28,5^{\circ}\text{C}$) est mesurée sur le puits de Kawuliri, à proximité du lac, la plus élevée est mesurée à Zuwo Burari ($32,9^{\circ}\text{C}$), au cœur de la dépression piézométrique. Sur cette zone, aucun profil de température n'existe. Le pH varie entre 6,4 à Zuwo Burari et 8,1 à Marte, avec une moyenne de $7,4 \pm 0,5$. Comme pour le Kadzell, la distribution spatiale de la conductivité est très hétérogène avec une moyenne de $1834 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ et un écart-type très élevé de $1316 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$. Elle montre une similarité évidente ; exceptées les eaux probablement influencées par l'infiltration des eaux du lac, une augmentation progressive est très nette en direction du centre de la dépression. La disposition spatiale rappelle celle du Kadzell : des faibles conductivités à proximité de la Komadougou Yobé et aux abords du cordon dunaire qui délimite l'ouest de la dépression piézométrique (représentant les vestiges du Méga lac), des conductivités élevées au centre de la dépression et en bordure du lac. La valeur maximale a été mesurée en bordure du lac ($4470 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ à Kauwa) et la valeur minimale au nord-ouest de la ville de Maiduguri ($258 \mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$ à Kareram Bultuwamari). La distribution spatiale des conductivités électriques mesurées sur notre site d'étude est présentée dans la *figure 27*.



○ Points de mesures

Figure 27 : Distribution spatiale de la conductivité électrique ($\mu\text{S}\cdot\text{cm}^{-1}$) et piézométrie de la nappe libre.

I.3.2 Minéralisation totale et faciès chimiques

I.3.2.1 Les eaux de surface

- **Les précipitations**

A Diffa, les concentrations en chlorures varient de 0,3 à 12,2 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ($n = 19$) avec une concentration moyenne de 3 $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$. Les concentrations les plus élevées marquent les pluies de la fin du mois d'août et du mois de septembre. Ces valeurs s'écartent considérablement de celles

mesurées au cours de l'hivernage 2001 qui varient de 0,5 à 1,3 mg.L⁻¹, respectivement à Diffa et à N'guigmi (Chantry, 2003). Ces écarts mettent l'accent sur des variations interannuelles non négligeables. Les lacunes des données entre les années de mesures ne permettent qu'une estimation approchée de la valeur moyenne interannuelle. A Maiduguri, les concentrations mesurées varient de 0,33 à 1,36 mg.L⁻¹ (n = 17), la moyenne est de 0,7 mg.L⁻¹. Entre 1992 et 1997, les concentrations mesurées sur 2 stations au nord-est du Nigéria sont comprises entre 0,6 et 2,8 mg.L⁻¹ (Goni et al., 2001). Ces valeurs révèlent pareillement les fortes variations interannuelles, comme elles mettent l'accent sur l'influence de la latitude sur la chimie des pluies (en les comparant avec les teneurs en chlorures dans les pluies de Diffa et de Maiduguri).

- **Le lac Tchad**

La faible salinité des eaux est une particularité de ce lac endoréique, pourtant soumis à des taux très élevés d'évaporation. A leur arrivée au lac, les eaux conservent un spectre d'éléments dissous assez semblable au spectre moyen amont avec un faciès bicarbonaté calcique marqué. Sous l'effet de l'évaporation, une grande proportion des apports hydriques du lac est éliminée (Vuillaume, 1981). Par conséquent, la conductivité la plus élevée est mesurée dans la cuvette nord du lac. Elle atteint des valeurs supérieures à 1000 µS.cm⁻¹ à la fin de la saison sèche. Le déversement intermittent des eaux de la Komadougou Yobé ne perturbe pas significativement l'organisation latitudinale de la conductivité dans la cuvette nord (Roche, 1980).

En 2003 et 2004, les conductivités électriques mesurées dans la cuvette nord s'échelonnent entre 169 et 961 µS.cm⁻¹. Les eaux sont relativement enrichies en HCO₃⁻ (3,0 meq.L⁻¹), en Ca²⁺ (2,2 meq.L⁻¹) et en sulfates (1,4 meq.L⁻¹), les concentrations moyennes de Mg²⁺, Na⁺ et K⁺ sont plus faibles : 1,2 meq.L⁻¹, 0,8 meq.L⁻¹ et 0,5 meq.L⁻¹ respectivement.

Ces mesures diffèrent notablement des études antérieures. Elles présentent des valeurs presque 50% inférieures des teneurs en bicarbonates, magnésium et sodium par rapport aux données de Carmouze (1976). Aussi, les premières campagnes de mesure et d'échantillonnage (années 1960-70) indiquent des valeurs très faibles voire au dessous du seuil de détection des teneurs en sulfates (Carmouze, 1976 ; Gac, 1980 ; Roche, 1980). Les eaux du Chari et du Logone, principaux tributaires du lac Tchad présentaient des concentrations en sulfates inférieures à 0,008 meq.L⁻¹ (Gac, 1980). Cependant, au cours de ces dernières années, de très fortes valeurs sont enregistrées, essentiellement dans la cuvette nord du lac (Lemoalle et al., 2005). L'explication possible serait le développement de dépôts bicarbonato-sulfatés alcalins au fond de la cuvette lors de son assèchement complet pendant de nombreuses années. Cette voie géochimique se manifeste après concentration des solutions en milieu aérobie qui favorise la production de sulfates à partir des sulfures des vases originelles. L'acidité libérée par cette réaction d'oxydation est neutralisée par les carbonates de sodium et de calcium présents en large excès dans ce milieu (Cheverry et al., 1972). L'exondation prolongée de la cuvette nord du lac dans les années 1970-80 a donc provoqué la précipitation de sels. Le retour des eaux libres ces dernières années, a sans doute redissous ces sels qui ont modifié le faciès chimique du lac (Chouret et al., 1977).

La composition relative en ions majeurs est la résultante de deux processus majeurs (Carmouze et al., 1970 et Maglione, 1974) : i) des interactions avec l'environnement minéralogique et organique conduisant à un piégeage biochimique sélectif dans le lac lui-même et ii) une évacuation non sélective des eaux et des sels réalisée par infiltration le long des rives du lac, essentiellement des rives septentrionales (rivage du Kanem).

- **La Komadougou Yobé**

La minéralisation totale moyenne des eaux est de $102 \text{ mg.L}^{-1} \pm 32$. Malgré les fluctuations importantes de la minéralisation totale, les rapports de proportionnalité entre les ions ne changent pas au cours de la saison. Comme pour les pluies, la composition chimique est dominée par les ions HCO_3^- ($1,07 \text{ meq.L}^{-1}$) et Ca^{2+} (0,48) avec des concentrations proches en Na^+ (0,30) et Mg^{2+} (0,24). Les concentrations en SO_4^{2-} , NO_3^- et Cl^- sont, quant à elles, très faibles ($< 0,07 \text{ meq.L}^{-1}$). Les corrélations entre SO_4^{2-} , NO_3^- et Cl^- sont bonnes ($r = 0,64$ à $0,84$). Par contre entre les chlorures et les cations, le coefficient de corrélation est toujours inférieur à 0,2. Le simple effet de l'évaporation des pluies ne peut donc pas expliquer la minéralisation totale de la rivière. D'autres processus géochimiques interviennent lors de l'écoulement de la rivière. La teneur moyenne en silice de la rivière ($0,3 \text{ mmol.L}^{-1}$) est 10 fois supérieure à celle des précipitations (0,03). Les eaux de la Komadougou Yobé prennent leur source au sein du massif granitique de Jos puis traversent les formations sédimentaires quaternaires pour se jeter dans le lac Tchad. Les eaux de pluies altèrent donc en amont les aluminosilicates et produisent ainsi des cations, des bicarbonates et de la silice dans la rivière.

I.3.2.2 Les eaux souterraines

En corrélation avec les variations spatiales de la conductivité électrique, la minéralisation totale de la nappe du quaternaire est fortement hétérogène. Elle varie entre 165 mg.L^{-1} à Bagara et 5210 mg.L^{-1} à Boula Tougour, une île de la cuvette Nord du lac Tchad. 20% des eaux sont saumâtres ($>1000 \text{ mg.L}^{-1}$). Les fortes minéralisations sont surtout enregistrées en bordure du lac Tchad. Les valeurs les plus faibles se situent en bordure de la Komadougou Yobé. Les teneurs en calcium et magnésium sont quasi-indépendantes de la minéralisation totale et varient spatialement peu. Par contre, les teneurs en sulfates et en sodium sont les plus "dispersées". Dans 87 % des échantillons, l'anion dominant est le bicarbonate suivi par l'ion sulfate. Les teneurs en chlorures et en nitrates sont beaucoup plus faibles. Dans les 13% restants, le sulfate est prédominant. Le sodium est le cation dominant pour la quasi-totalité des analyses des eaux souterraines. D'une manière générale, les concentrations en ions majeurs suivent la séquence suivante : Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} pour les cations, HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- pour les anions. Les eaux souterraines présentent une grande variabilité de faciès chimiques, avec prédominance des faciès bicarbonaté sodique et sulfaté sodique. Afin de visualiser globalement la multiplicité des faciès, nous présentons un diagramme de Piper de toutes les eaux échantillonnées, sans distinction de groupes, ainsi que les eaux du lac Tchad et de la Komadougou Yobé (*figure 28*). Pour les eaux souterraines, on note un alignement des points dans le triangle des cations. Le rapport Mg/Ca est relativement constant alors que la concentration en sodium varie beaucoup. Ce rapport constant suppose des processus communs pour ces deux éléments sur l'ensemble de la nappe libre.

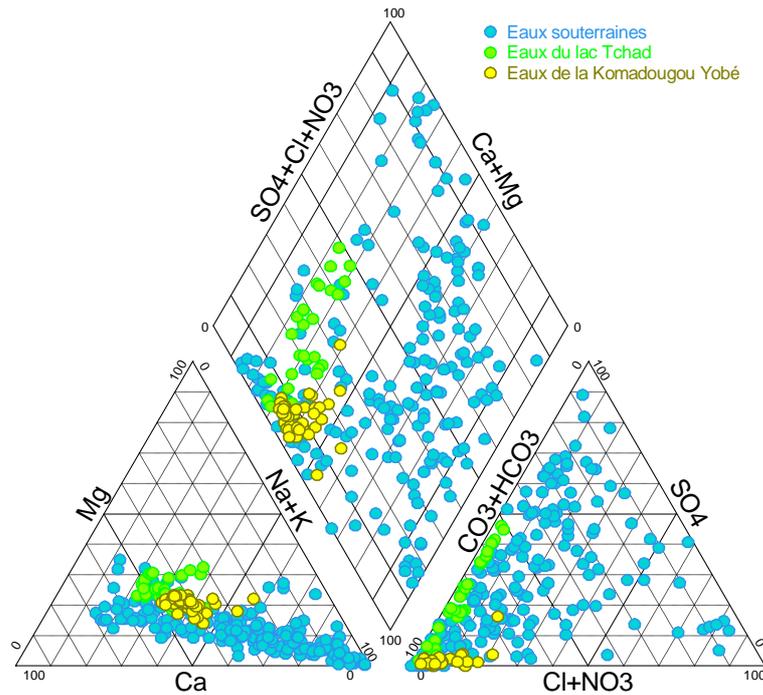


Figure 28: Diagramme de Piper des eaux souterraines et des eaux de surface

Les deux régions déploient des sous-entités chimiques différentes de par leurs conductivités électriques et leur faciès. Pour faciliter l'interprétation des résultats chimiques, nous avons subdivisé la zone d'étude en 4 entités distinctes : la dépression du Kadzell, la dépression du Bornou, la plaine alluviale de la Komadougou Yobé (rives nigérienne et nigériane) et la bordure du lac Tchad (au Niger et au Nigéria, à laquelle sont ajoutées les îles de la cuvette nord). Nous désignons par dépressions du Kadzell et du Bornou : le centre des deux dépressions et par plaine de la Komadougou Yobé, la bande argilo-limoneuse longeant la rivière.

Au vu des données dont nous disposons, il est difficile de distinguer des franges d'influence du lac Tchad ou de la rivière. Les eaux influencées par la rivière sont "potentiellement" assez différenciables (minéralisation faible et faciès semblable aux eaux de la Komadougou). Pour les eaux en bordure du lac Tchad, on s'est basé principalement sur la proximité géographique, l'intrusion des eaux lacustres et leur influence dépasserait probablement la frange que nous avons délimitée.

Sur la *figure 29*, sont reportées les eaux souterraines selon leur répartition géomorphologique. La majorité des eaux de la plaine bordant la Komadougou Yobé présente un faciès bicarbonaté calcique identique à celui des eaux de la rivière. Dans les dépressions du **Kadzell** et du **Bornou**, les eaux présentent deux faciès chimiques majeurs : bicarbonaté sodique et sulfaté sodique. Nous constatons que l'alignement des points dans le triangle des cations caractérise simultanément les eaux des deux dépressions et suggère un processus semblable d'évolution des teneurs en Ca^{2+} , Mg^{2+} et Na^+ dans les eaux des deux dépressions. En **bordure du lac Tchad**, le faciès est bicarbonaté sodique et sulfaté sodique, parfois sulfaté calcique. Les eaux de la nappe sont notablement plus appauvries en calcium et en magnésium par rapport aux eaux du lac ; ces deux

éléments précipitent préférentiellement au fond du lac et ne rentrent pas massivement dans le cycle de transfert de sels depuis ce dernier. Les eaux souterraines sont, en revanche, plus enrichies en sodium et en sulfates. Aucune distinction entre les échantillons des puits en bordure ouest du lac et les échantillons des puits des îles de la cuvette nord ne ressort.

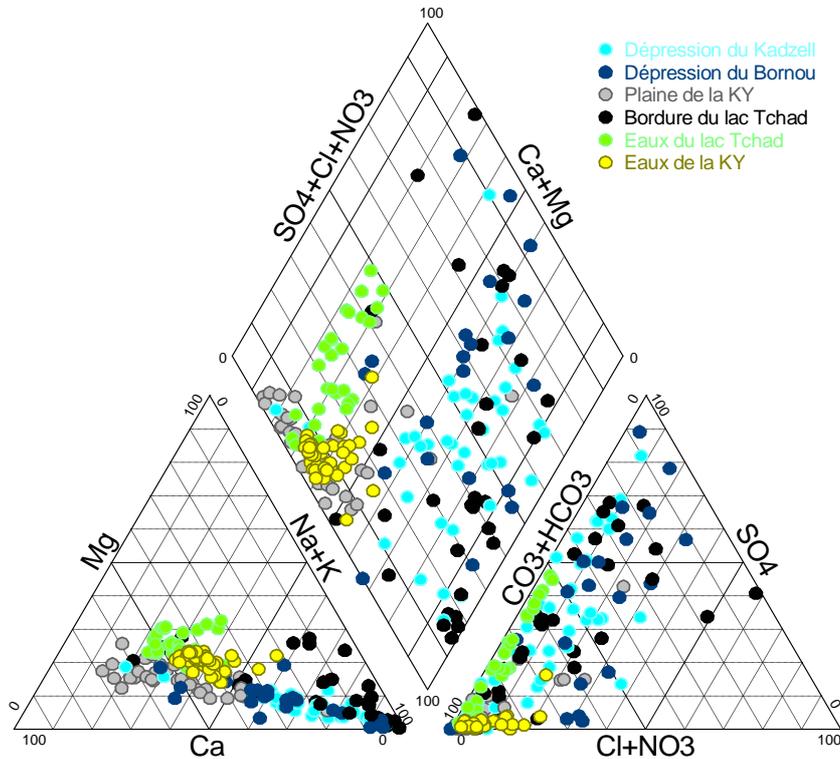


Figure 29 : Diagramme de Piper des eaux de surface et des eaux souterraines selon leur localisation.

- **Analyses en composantes principales**

Pour identifier sommairement les différentes corrélations entre éléments chimiques majeurs, une analyse en composantes principales (ACP) a été effectuée sur les échantillons des eaux souterraines du Kadzell, Bornou, plaine de la Komadougou Yobé et bordure du lac Tchad (figure 30). Les variables utilisées sont les concentrations en HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Na^+ et K^+ . Les teneurs en Mg^{2+} ne sont pas considérées car elles sont étroitement corrélées avec celles de Ca^{2+} .

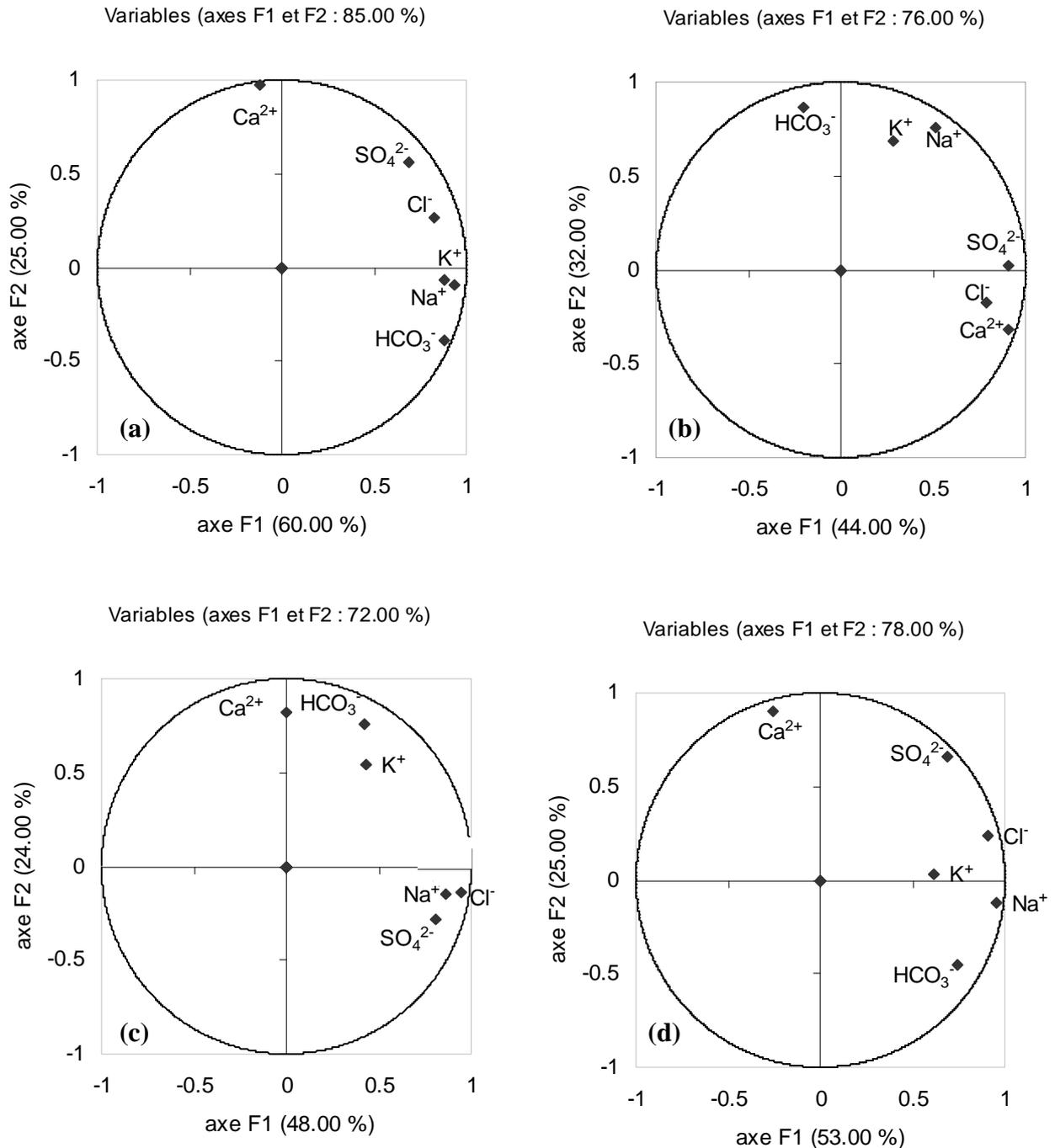


Figure 30 : ACP des eaux souterraines : a) la dépression du Kadzell ; b) la dépression du Bornou ; c) la plaine de la Komadougou Yobé ; d) la bordure du lac Tchad et les îles de la cuvette nord.

Au Kadzell, la représentation des variables montre un axe F1 défini positivement par les concentrations en Cl^- , Na^+ , K^+ et HCO_3^- et en moindre mesure SO_4^{2-} , et un axe F2 caractérisé majoritairement par les concentrations en Ca^{2+} et en SO_4^{2-} sans qu'une forte corrélation n'existe entre ces deux éléments. Au Bornou, une corrélation plus forte entre les teneurs en Ca^{2+} et SO_4^{2-} fait inverser l'importance des deux axes F1 et F2 par rapport à la dépression du Kadzell. L'axe F1 représente approximativement l'axe F2 du Kadzell. Dans la plaine de la Komadougou Yobé, la représentation graphique de l'ensemble des variables montre un axe F1 défini positivement par les

concentrations en Cl^- , Na^+ , SO_4^{2-} et NO_3^- , un axe F2 majoritairement caractérisé par les concentrations en HCO_3^- , Ca^{2+} et en moindre mesure K^+ . En bordure du lac Tchad et dans les îles de la cuvette nord, la représentation est très similaire à celle du Kadzell.

A l'examen de ces ACP, il apparaît que l'acquisition de la minéralisation de l'eau souterraine proviendrait d'origines très diverses. Une première étape caractérise l'infiltration des eaux de la rivière vers la nappe libre en ses bordures qui présente un faciès bicarbonaté calcique identique à celui de la rivière. L'évolution du chimisme de la plaine de la Komadougou Yobé vers les centres des deux dépressions s'accompagne de l'acquisition d'un faciès sulfaté sodique et bicarbonaté sodique. Cette étape voit une forte augmentation de la minéralisation. Plus lente que la première, elle permet d'associer, à un faciès chimique, un degré d'interaction de l'eau avec la matrice aquifère et/ou un mélange entre différentes masses d'eau. De la bordure ouest du lac Tchad vers le centre des deux dépressions, aucune évolution nette n'est décelable.

La complexité des processus chimiques au sein de l'aquifère rend cette représentation très insuffisante pour définir les origines de la minéralisation des eaux. Son intérêt réside surtout dans le fait qu'elle permet d'effectuer une comparaison sommaire et de visualiser d'une façon simple l'évolution du chimisme en passant d'une entité à une autre.

I.4 Processus d'acquisition de la minéralisation

I.4.1 Ions majeurs

Les teneurs en chlorures dans les eaux souterraines varient dans une large gamme entre 0,012 et 11,22 meq.L^{-1} . Leur distribution spatiale est corrélée à la distribution des conductivités électriques. Les teneurs les plus faibles se situent à proximité de la rivière et sous les cordons dunaires au nord-ouest de la ville de Maiduguri et au nord du Kadzell. Les teneurs les plus élevées se situent en bordure du lac Tchad, dans les îles de la cuvette nord et au centre des dépressions piézométriques.

La *figure 31* montre une croissance progressive des teneurs en chlorures en direction des centres des deux dépressions piézométriques suivant les lignes d'écoulement depuis la Komadougou Yobé et les cordons dunaires qui délimitent les deux plaines. A l'exception de la bordure immédiate du lac Tchad, les concentrations en chlorures augmentent en direction du centre de la dépression pour atteindre 6,80 meq.L^{-1} à Zuwo Burari au Bornou et 2,61 à Njido Mary au Kadzell.

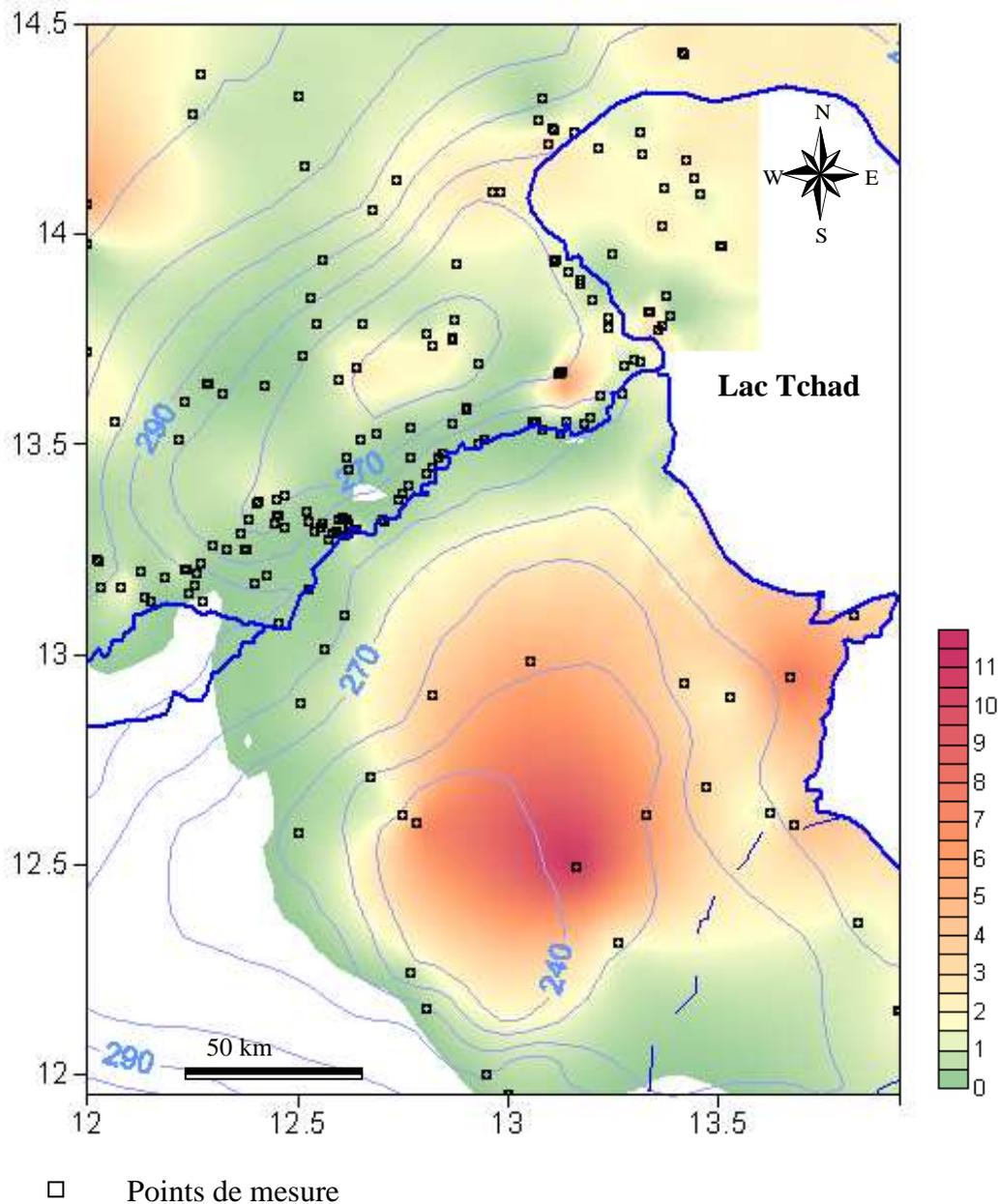


Figure 31 : Distribution des teneurs en chlorures (meq.L^{-1}) dans les eaux souterraines et piézométrie de la nappe libre.

Les origines d'une telle organisation géochimique sont diverses. Elle pourrait résulter (i) d'une variabilité au cours du temps des concentrations en chlorures des pôles de recharge de la nappe libre, voire la participation de chlorures atmosphériques ; (ii) de processus de minéralisation au sein du réservoir : par la dissolution de minéraux chlorurés sodiques (halite : NaCl ou sylvite : KCl) **et/ou** par un processus de concentration des éléments par évapotranspiration **et/ou** (3) par un processus de mélange entre une eau douce pauvre en chlorures et une eau enrichie en chlorures au centre de la dépression.

Au Kadzell, la distribution spatiale des chlorures a été interprétée comme la résultante d'un processus de mélange entre une eau de recharge actuelle (rivière et pluie) et une eau à forte teneur en chlorures dans le centre de la dépression (Gaultier et al., 2003). Dans les paragraphes suivants,

nous reprenons l'étude de la distribution des chlorures au Kadzell considérant les données géochimiques nouvellement acquises et nous explorons celle du Bornou.

Bien que déjà réfutées pour les eaux du Kadzell (Gaultier, 2004), les hypothèses I et II seront examinées pour les deux plaines simultanément pour rendre plus perceptibles les différences et les similitudes des eaux souterraines dans ces secteurs différents de la nappe libre.

I.4.1.1 Origine des chlorures. Hypothèse I : dissolution des sels chlorurés

Le diagramme Na^+ vs. Cl^- (figure 32-A) montre un fort excès en Na^+ . Les teneurs en sodium sont les plus élevées dans cette partie de l'aquifère avec une valeur médiane de $18,0 \text{ meq.L}^{-1}$. Les concentrations de K^+ influencent très peu l'organisation des points (figure 32-B). L'excès en $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ reste confirmé.

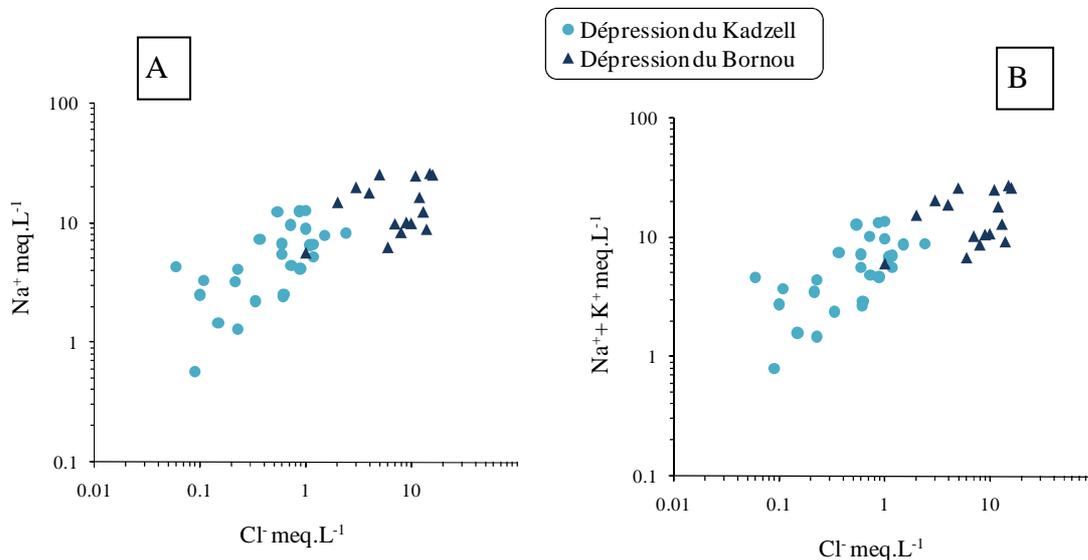


Figure 32 : Na^+ vs. Cl^- (A) et $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ vs. Cl^- (B) dans les eaux souterraines des dépressions du Kadzell et du Bornou.

Cet excès apparent en $\text{Na}^+ + \text{K}^+$ dans les eaux souterraines n'écarte pas à lui seul l'hypothèse d'une dissolution de la halite et de la sylvite. Les eaux aux centres des deux dépressions montrent une large sous-saturation vis-à-vis de ces minéraux et permettent de déduire que la possibilité de leur participation dans le contrôle des teneurs en chlorures est restreinte : $-9,9 < \text{IS}_{\text{Halite}} < -4,9$ et $-13,1 < \text{IS}_{\text{Sylvite}} < -5$. La dissolution de la halite, si elle existe, est masquée par d'autres processus géochimiques.

I.4.1.2 Origine des chlorures. Hypothèse II : concentration des eaux de surface

Les teneurs moyennes en chlorures des précipitations se répartissent entre $0,4$ et $12,3 \text{ mg.L}^{-1}$ (données Goni et al., 2001), celles de la rivière entre $1,5$ et $2,4 \text{ mg.L}^{-1}$. Lors de l'évaporation, les concentrations des autres ions majeurs devraient augmenter dans les mêmes proportions que les concentrations en chlorures. Aussi bien dans le Kadzell que dans le Bornou, le comportement des

ions majeurs se révèle d'une grande hétérogénéité. Les teneurs en Ca^{2+} et Mg^{2+} ne montrent pas une évolution particulière en direction du centre des deux dépressions. Elles atteignent respectivement $20,1 \text{ meq.L}^{-1}$ et $7,0 \text{ meq.L}^{-1}$ à Zuwo Burari (Bornou) ; $2,9 \text{ meq.L}^{-1}$ et $0,9 \text{ meq.L}^{-1}$ à Njido Mary (Kadzell). Les concentrations en K^+ augmentent légèrement. Les rapports $\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$, $\text{Mg}^{2+}/\text{Cl}^-$, K^+/Cl^- et Na^+/Cl^- des eaux souterraines baissent régulièrement avec l'augmentation des chlorures. En parallèle, les rapports $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ augmentent nettement et suivent l'évolution des concentrations en SO_4^{2-} . Les rapports ioniques vis-à-vis du Cl^- des pluies et de la rivière ne sont donc pas préservés au cours de leur transit dans l'aquifère libre.

Les eaux les plus concentrées sont sursaturées vis-à-vis de la calcite ($0,7 < \text{IS}_{\text{cal}} < 1,18$) et de la dolomite ($\text{IS}_{\text{dol}} > 1$). Les concentrations en Ca^{2+} , Mg^{2+} et HCO_3^- sont donc contrôlées par la saturation vis-à-vis de ces minéraux. L'impact de l'évaporation n'est donc pas évident. L'évaporation à elle seule ne peut être tenue responsable de l'augmentation de la salinité.

1.4.1.3 Origine des chlorures. Hypothèse III : mélange eau de recharge actuelle peu minéralisée - eau chlorurée aux centres des dépressions

Il a été démontré (cf. paragraphe I.3.1.2) que les rapports ioniques vis-à-vis du Cl^- des pluies et de la rivière ne sont pas préservés au cours de leur transit dans l'aquifère libre. Aussi bien au Kadzell qu'au Bornou, les points s'alignent entre une eau ayant des rapports ioniques proches des eaux de recharge actuelle et une eau chlorurée ($\text{Cl}^- = 2,8 \text{ meq.L}^{-1}$ au centre de la dépression du Kadzell et $\text{Cl}^- = 6,8 \text{ meq.L}^{-1}$ au centre de la dépression du Bornou) avec des rapports ioniques $\text{Ca}^{2+}/\text{Cl}^-$, K^+/Cl^- , Na^+/Cl^- , $\text{Mg}^{2+}/\text{Cl}^-$, $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ et SiO_2/Cl^- plus faibles (figures 33 et 34). Aussi bien au Kadzell qu'au Bornou, l'alignement de la majorité des ions majeurs entre les eaux de recharge actuelle (pluies actuelles et rivière) et une eau 'chlorurée' au centre de la dépression piézométrique est un indice net d'un mélange binaire entre ces 2 pôles. L'eau aux centres des deux dépressions présente des rapports plus faibles que les eaux de surface, ce qui suppose des conditions de recharge différentes de l'actuel (tableau 1).

Tableau 1 : Rapports ioniques des précipitations, de la rivière et des centres des deux dépressions piézométriques

Rapports ioniques	Ca/Cl	Mg/Cl	Na/Cl	K/Cl	HCO_3^- /Cl	$\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}$	SiO_2/Cl
Pluie (Goni et al., 2001)	5,53	0,87	0,90	1,16		6,54	0,74
Rivière	6,35	3,33	4,09	2,11	26,96	0,16	4,70
Centre de la dépression du Kadzell	1,51	0,37	3,32	0,26	2,15	1,54	0,74
Centre de la dépression du Bornou	2,24	0,82	2,61	0,14	0,28	4,60	4,60

Une valeur théorique est calculée pour chaque élément chimique, valeur correspondant à un mélange parfait entre les eaux de rivière ou des pluies et une eau chlorurée existant au centre de la dépression.

Cette concentration est calculée suivant l'équation suivante :

$$[i]_{\text{Mélange binaire}} = (1-x)[i]_{\text{centre}} + x[i]_{\text{rivière/pluies}} \quad \text{Equation 4}$$

Où : $[i]_{\text{centre}}$: concentration de l'ion i au centre de la dépression piézométrique en meq.L^{-1} et en mmol.L^{-1} pour SiO_2 ,

$[i]_{\text{rivière/pluies}}$: concentration de l'ion i dans les eaux de la rivière ou des pluies en meq.L^{-1} et en mmol.L^{-1} pour SiO_2 ,

x : part d'eau de la rivière pour l'échantillon considéré calculée à partir des teneurs en chlorures suivant l'équation suivante (équation2) :

$$x = \left(\frac{[Cl^-]_{\text{échantillon}} - [Cl^-]_{\text{centre}}}{[Cl^-]_{\text{rivière/pluies}} - [Cl^-]_{\text{centre}}} \right) \quad \text{Equation 5}$$

Où : $[Cl^-]_{\text{échantillon}}$: concentration des chlorures pour l'échantillon considéré en meq.L^{-1}

$[Cl^-]_{\text{centre}}$: concentration des chlorures au centre de la dépression en meq.L^{-1}

$[Cl^-]_{\text{rivière/pluies}}$: concentration des chlorures dans les eaux de la rivière en meq.L^{-1}

Nous supposons que les rapports ioniques des précipitations et de la rivière sont constants au cours du temps et que l'ion Cl^- est conservé dans l'aquifère.

Les excès entre les teneurs mesurées et celles correspondant à un mélange binaire parfait pour chaque élément chimique traduisent des processus d'interaction eau-roche.

Pour les eaux du lac, la condition de constance au cours du temps des rapports ioniques ne semble pas vérifiée. A titre d'exemple, la sécheresse des années 1970-1980 et le retour des eaux au début des années 1990 dans la cuvette nord a induit une augmentation remarquable des teneurs en sulfates et en chlorures par rapport aux mesures effectuées au cours des années 1960-1970 (*cf. paragraphe I.2.2.1, Partie I*). La variabilité des rapports ioniques du lac Tchad empêche donc d'effectuer un calcul similaire pour les eaux situées en son aval hydraulique.

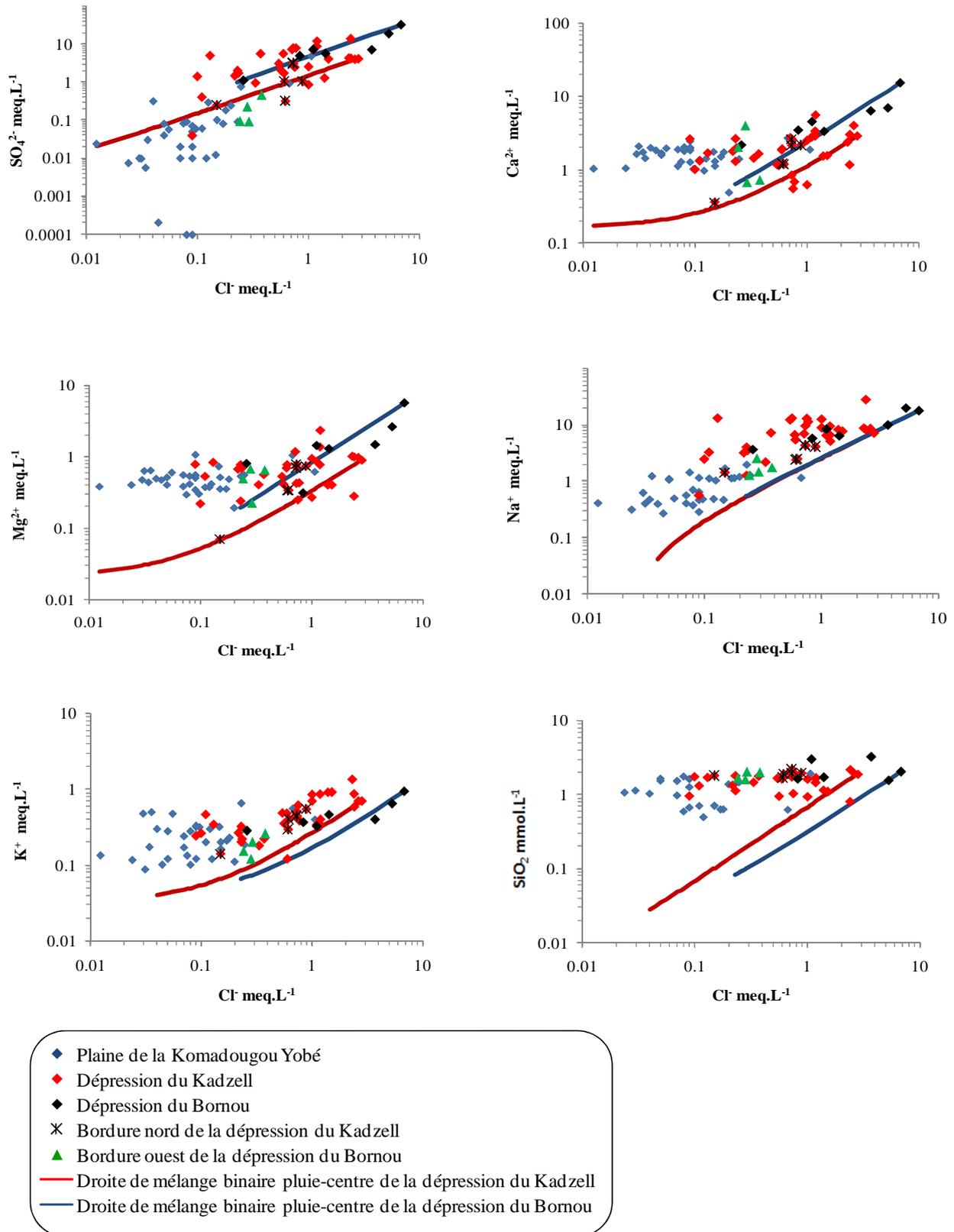


Figure 33 : Diagrammes des teneurs ioniques en fonction des chlorures dans les plaines du Kadzell et du Bornou. Situation par rapport aux droites de mélange binaire entre les eaux de pluie et l'eau au centre de la dépression.

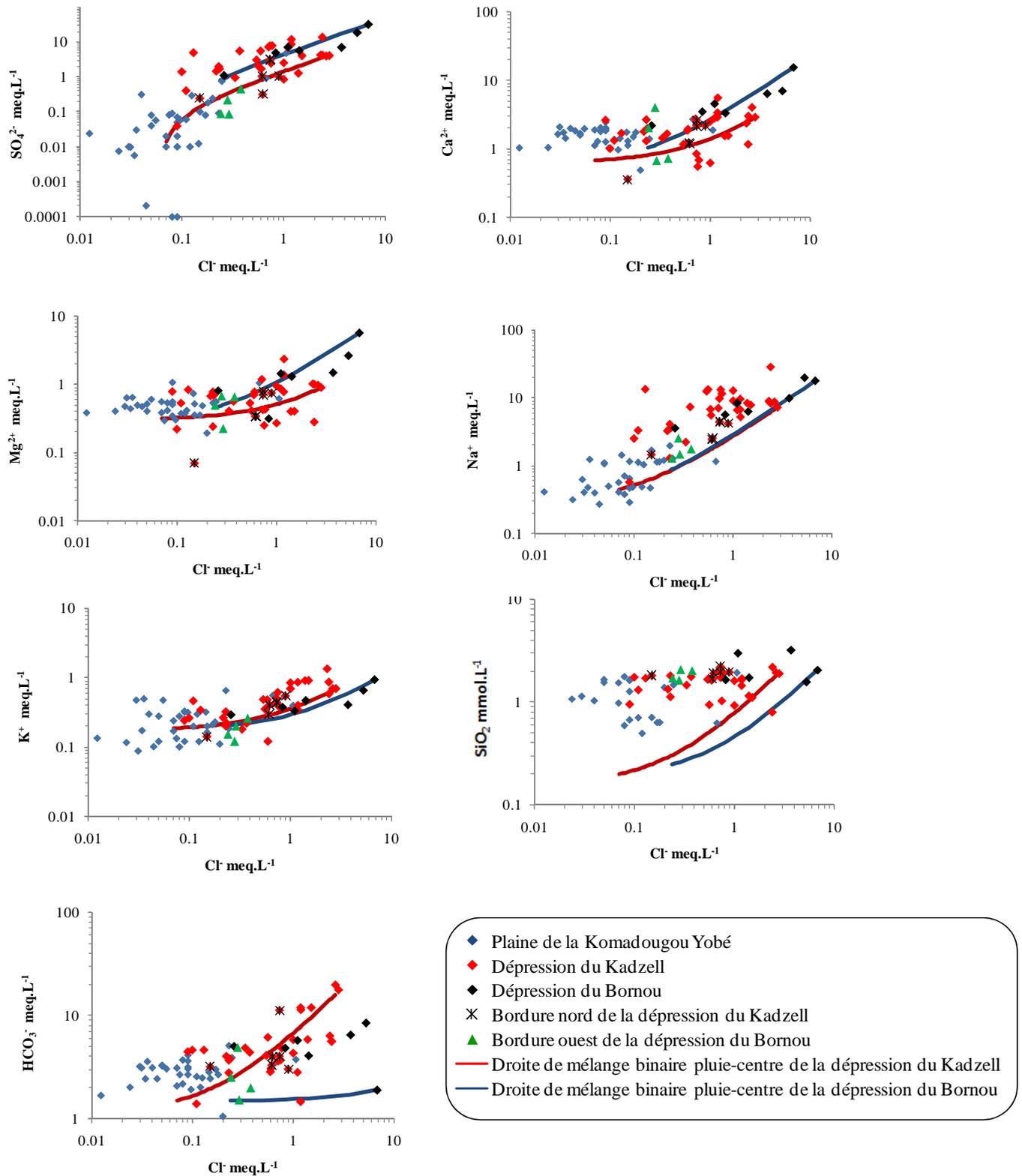


Figure 34 : Diagrammes des teneurs ioniques en fonction des chlorures dans les plaines du Kadzell et du Bornou. Situation par rapport aux droites de mélange binaire entre les eaux de la rivière et l'eau au centre de la dépression.

I.4.1.4 Processus géochimiques associés: genèse des faciès bicarbonaté sodique et sulfaté sodique

- **Trace des évaporites**

Différents auteurs (Servant et Servant-Vildary, 1973 ; Roche, 1980 ; Servant, 1983) ont noté la rareté des évaporites dans les formations quaternaires du bassin du lac Tchad. Pourtant, des associations de diatomées fossiles, caractéristiques de milieux carbonatés sodiques ou chloro-sulfatés sodiques, indiquent souvent l'existence de salines comparables aux actuelles et dont les sels ont probablement disparu sous l'effet de l'érosion éolienne en période aride et de la dissolution, puis de l'infiltration dans l'aquifère en période humide. L'étude de Maglione (1976), consacrée aux évaporites et aux silicates néoformés dans les dépressions interdunaires du Kanem montre une dépendance cruciale de la genèse de ces sels en fonction des milieux sub-environnementaux. Nous ignorons si les dynamiques chimiques décrites auraient pu avoir lieu en d'autres endroits du bassin.

Dans les centres des deux dépressions et en bordure du lac Tchad, les faciès sulfatés sodiques et bicarbonatés sodiques des eaux souterraines ainsi que les fortes concentrations en éléments dissous laissent soupçonner une origine évaporitique, qui, dans ce contexte semi-aride et aride, pourrait expliquer (au moins partiellement) l'origine des forts excès en éléments majeurs par rapport à un simple mélange binaire. Toutes les eaux sont présentées simultanément dans chaque graphique. Même si nous pensons, *a priori*, que les eaux dans la plaine de la Komadougou Yobé sont dépourvues de marques évaporitiques, leur présentation servira à comparer ou à référencer d'une manière relative les concentrations dans les autres entités chimiques.

Relation HCO_3^- - Ca^{2+} dans les eaux souterraines

Nous ne disposons pas de données suffisantes sur la composition chimique du fond de la rivière à travers lequel transitent les eaux vers la nappe phréatique. Des descriptions granulométriques des échantillons de sol prélevés dans le lit majeur de la rivière, à des profondeurs maximales de 1,25 m, ont été effectuées par IWACO (1985). Entre Geidam et le lac Tchad, les sols sont essentiellement vertics, vertics argileux de structure fine et sableux. Le sol est quasi-dépourvu de toute marque de salinité. Le contenu en CaCO_3 est très faible et ne dépasse pas 0,5 %. Le diagramme HCO_3^- vs. Ca^{2+} montre des points localisés à proximité de la courbe d'équilibre stœchiométrique de la dissolution de la dolomite avec, pour autant un léger excès en bicarbonates (*figure 35*).

Au Kadzell et au Bornou, aucune corrélation entre les teneurs en Ca^{2+} et HCO_3^- n'est décelée. La même organisation des points est observée en bordure du lac Tchad avec un excès plus prononcé en ions bicarbonates. Le rapport moyen $[\text{HCO}_3^-]/[\text{Ca}^{2+}]$ est de l'ordre de 22. Aucune distinction entre les puits et forages en bordure du lac et ceux dans la cuvette nord n'existe.

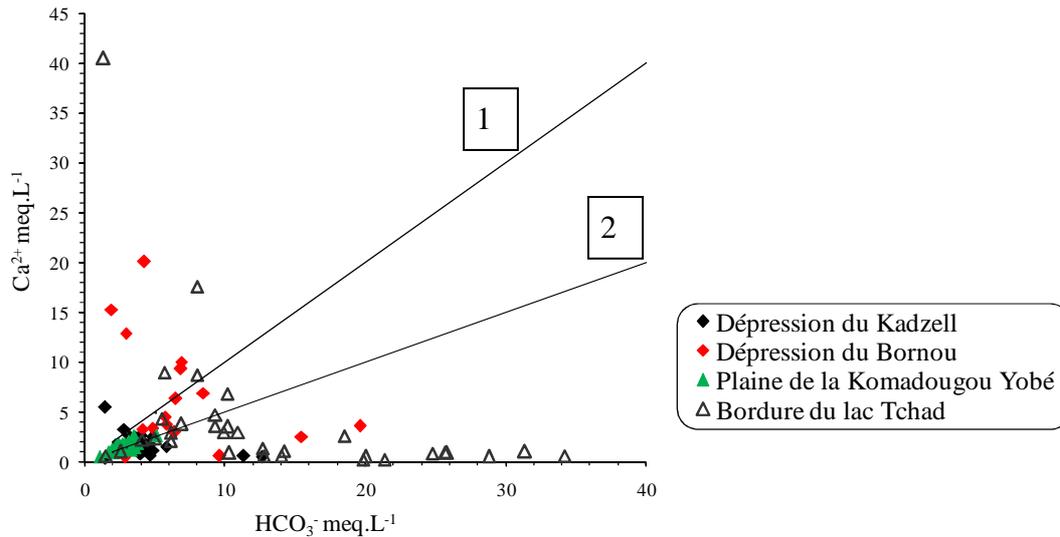


Figure 35 : Evolution de Ca^{2+} en fonction de HCO_3^- des eaux souterraines. 1) Droite de dissolution/précipitation de la calcite ; 2) Droite de dissolution/précipitation de la dolomite.

Les eaux en bordure de la Komadougou Yobé présentent les indices de saturation les plus faibles ($IS < -0,15$ pour la calcite, $IS < -0,22$ pour la dolomite), les eaux prélevés en bordure du lac Tchad sont majoritairement sursaturés vis-à-vis de la calcite et de la dolomite, les eaux dans les dépressions du Kadzell et du Bornou se situent entre ces deux pôles. De même, aucune corrélation n'existe entre l'excès en Ca^{2+} et en HCO_3^- par rapport au mélange parfait avec les eaux de recharge actuelle (figure 36). L'évolution des teneurs de ces deux éléments, qui s'écartent considérablement du mélange (figures 33 et 34), n'est donc pas régie uniquement par le comportement des minéraux carbonatés calciques. Une des origines possibles des excès observés peut être l'altération des plagioclases calciques dès l'infiltration des eaux de surface (Pirard, 1967 ; Durand, 1995). Les plagioclases calciques sont les minéraux silicatés les plus facilement altérés. Cette réaction ne s'accompagne pas d'une augmentation des teneurs en bicarbonates (Appelo et Postma, 2002).

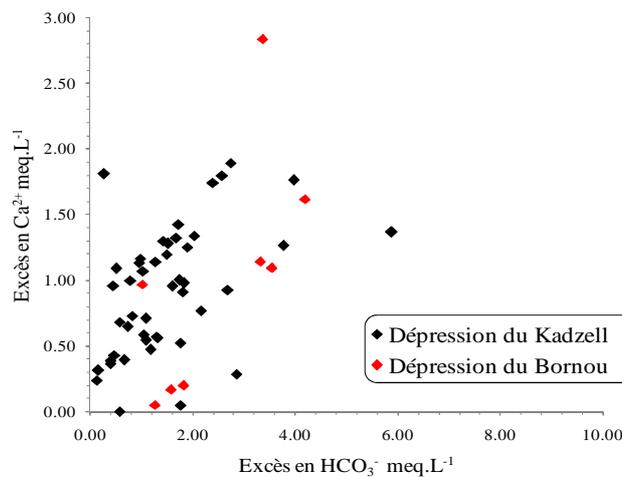


Figure 36 : Relation entre l'excès en Ca^{2+} et en HCO_3^- par rapport au mélange parfait avec les eaux de recharge actuelle dans les dépressions du Kadzell et du Bornou.

Relation HCO_3^- - Na^+

Dans de nombreuses régions du BLT, notamment dans les cuvettes interdunaires du Manga et dans les polders des rives nord-est du lac Tchad, des carbonates de sodium (thermonatrite, trona et natron) ont été recensés (Cheverry, 1974 ; Maglione, 1976). Dans ces régions, les conditions sédimentologiques ont été propices à la mise en place de ces évaporites. Leur genèse nécessite le maintien d'un milieu confiné alcalin réducteur et un fond géochimique carbonaté (Maglione, 1976). Dans la plaine de la Komadougou Yobé, l'assemblage minéralogique de l'aquifère et la dynamique de la nappe libre ne permettent en aucun cas de présenter et de maintenir ces conditions géochimiques. Dans les dépressions du Kadzell et du Bornou, les conditions géochimiques actuelles ne semblent pas favorables à une telle genèse, mais il est probable que les mécanismes qui conduisent à ces associations minérales aient joué alternativement dans le temps au gré des fluctuations lacustres de l'Holocène.

Bien que les teneurs en HCO_3^- et Na^+ augmentent conjointement suivant l'augmentation de la minéralisation totale, les corrélations entre ces deux ions ne sont pas suffisamment bonnes pour mettre en évidence l'empreinte de sels carbonatés sodiques (*figure 37*).

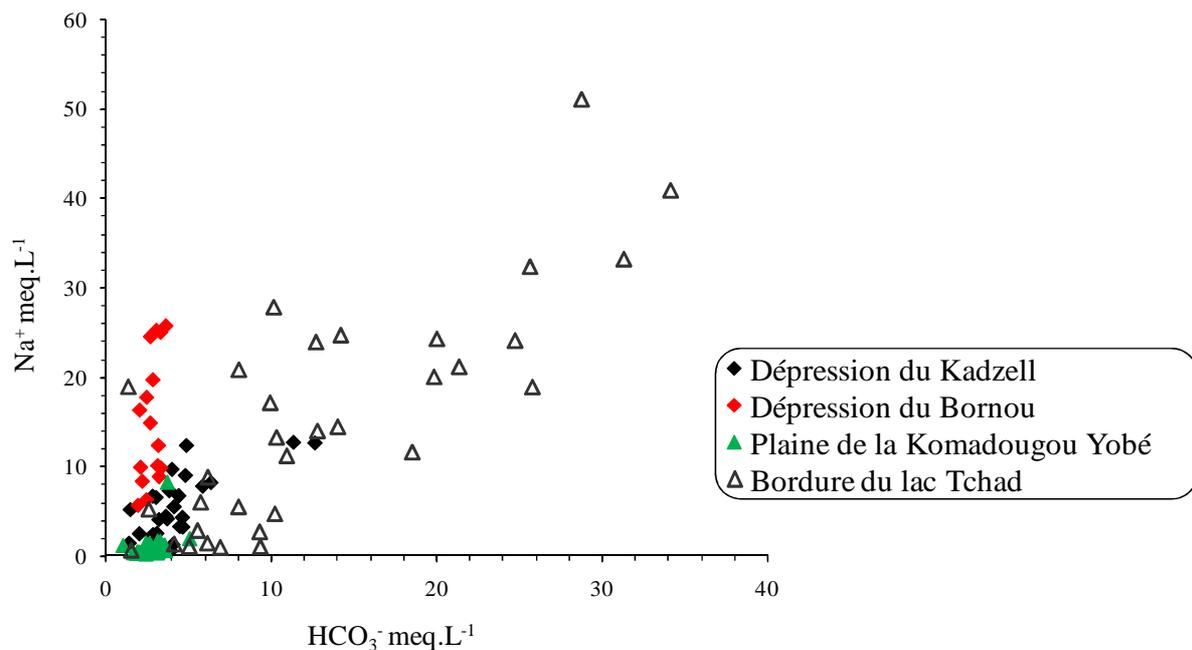


Figure 37 : Evolution de Na^+ en fonction de HCO_3^- dans les eaux souterraines.

Pour tous les échantillons, les indices de saturation vis-à-vis de la thermonatrite, du trona et du natron sont inférieurs à -7 même pour les eaux les plus minéralisées en bordure ouest du lac Tchad et dans les îles de la cuvette nord. Il semble peu vraisemblable que la dissolution des sels carbonatés sodiques soit à l'origine de l'évolution des teneurs en Na^+ et en HCO_3^- . Les fortes concentrations observées dans ces eaux seraient probablement la résultante d'une simple évaporation.

Les corrélations entre les excès en Na^+ et HCO_3^- dans les eaux souterraines des dépressions piézométriques montrent deux tendances distinctes. On observe des eaux à excès en Na^+ et HCO_3^- comparables qui témoignent de l'origine commune de ces deux éléments ainsi que des eaux avec un excès en Na^+ largement supérieur à l'excès en HCO_3^- qui laissent évoquer d'autres sources pour Na^+ (figure 38). La dissolution des minéraux évaporitiques sodiques ne peut donc pas être totalement écartée. Si elle existe, elle serait accompagnée par d'autres processus géochimiques contribuant à la régulation des teneurs en Na^+ et HCO_3^- .

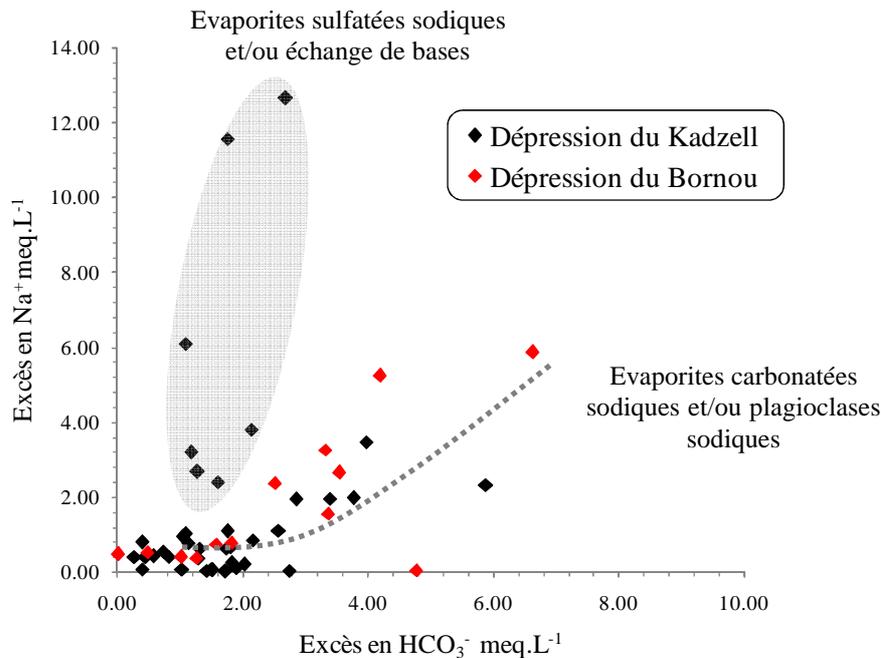


Figure 38 : Relation entre l'excès en Na^+ et en HCO_3^- par rapport au mélange avec les eaux de recharge actuelle dans les dépressions du Kadzell et du Bornou.

- **Les sulfates**

La répartition spatiale des teneurs en SO_4^{2-} est très hétérogène. Elle suit étroitement l'évolution de la minéralisation totale des eaux. Les teneurs les plus faibles ($<0,25 \text{ meq.L}^{-1}$) sont observées dans la plaine de la Komadougou Yobé. Les teneurs les plus fortes sont enregistrées en bordure du lac Tchad (avec une valeur moyenne de $4,02 \text{ meq.L}^{-1}$) ainsi que dans les dépressions piézométriques. Elles atteignent $4,17 \text{ meq.L}^{-1}$ à Njido Mari et $31,30 \text{ meq.L}^{-1}$ à Zuwo Burari.

Relation SO_4^{2-} - Ca^{2+}

La présence d'une matrice gypseuse a été très rarement mentionnée dans les coupes lithologiques. Son existence a été révélée surtout dans des forages en bordure du lac. Sur la figure 39, sont reportées les teneurs en SO_4^{2-} et en Ca^{2+} dans les eaux souterraines. La corrélation entre ces deux éléments est faible. Les ions SO_4^{2-} sont excédentaires dans toutes les eaux sauf pour quelques puits peu minéralisés de la plaine de la Komadougou Yobé. Cet excès est ressenti particulièrement dans les eaux de la dépression du Kadzell et dans les eaux en bordure du lac. Il est moins net au Bornou.

Le comportement de ces deux ions est différent dans les dépressions du Kadzell et du Bornou ; alors qu'au Kadzell l'évolution des teneurs en sulfates est apparemment totalement indépendante de l'évolution des teneurs en calcium et des indices de saturation largement négatifs vis-à-vis du gypse et de l'anhydrite, nous observons pour la dépression du Bornou un alignement relatif (avec pour autant un excès en ions SO_4^{2-}) et des eaux majoritairement proches de l'équilibre vis-à-vis des minéraux sulfatés.

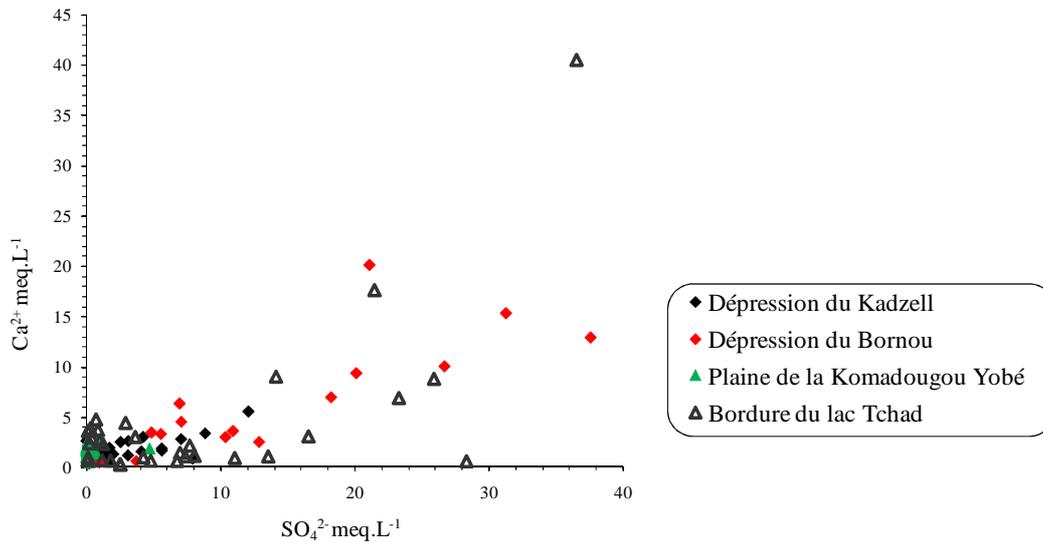


Figure 39 : Evolution de Ca^{2+} en fonction de SO_4^{2-} dans les eaux souterraines

Dans la plaine de la Komadougou Yobé, le calcul des indices de saturation vis-à-vis du gypse et de l'anhydrite montre des eaux largement sous-saturées vis-à-vis de ces minéraux ($-5,8 < \text{IS} < 0$ et $-5,9 < \text{IS}_{\text{anhydrite}} < 0$). En bordure du lac Tchad, les eaux souterraines marquées par des concentrations élevées en Ca^{2+} sont proches de la saturation vis-à-vis du gypse. De même, aucune corrélation n'existe entre l'excès en Ca^{2+} par rapport au mélange parfait avec les eaux de recharge actuelle et l'excès en SO_4^{2-} (figure 40). L'évolution des teneurs de ces deux éléments, qui s'écartent considérablement du mélange, ne semble donc pas être régie uniquement par la dissolution des minéraux sulfatés calciques.

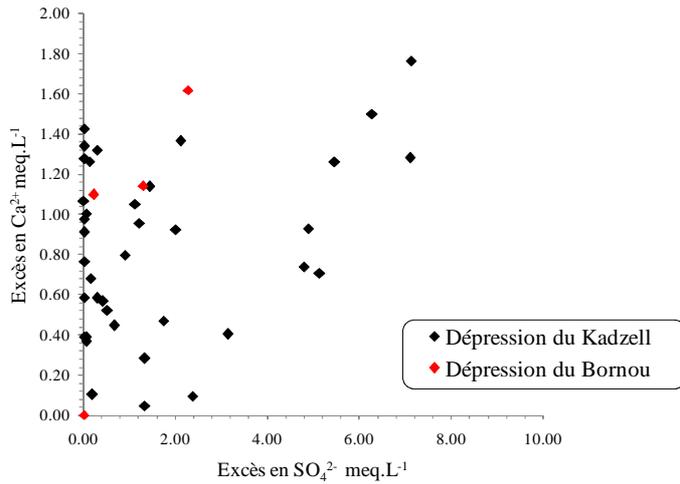


Figure 40 : Relation entre l'excès en Ca^{2+} et en SO_4^{2-} par rapport au mélange avec les eaux de recharge actuelle dans les dépressions du Kadzell et du Bornou.

Relation SO_4^{2-} - Na^+

Sur le pourtour du lac Tchad, l'accumulation de sels dans les sols, notamment de sulfates de sodium Na_2SO_4 (thénardite), sous l'effet de l'évaporation d'une eau de surface ou de la remontée capillaire d'une nappe phréatique sub-affleurante est un phénomène commun. La thénardite se localise dans des pores ouverts et des fissures du sol entraînant ainsi un lessivage préférentiel jusqu'à la nappe (Cheverry et al., 1972 ; Maglione, 1974b ; Carmouze et al., 1975). La figure 41 ne montre pas de corrélation nette entre SO_4^{2-} et Na^+ qui sont largement dominants par endroit. Cette observation écarte l'hypothèse d'une dissolution de la thénardite et/ou de la mirabillite comme origine des fortes concentrations en sulfate.

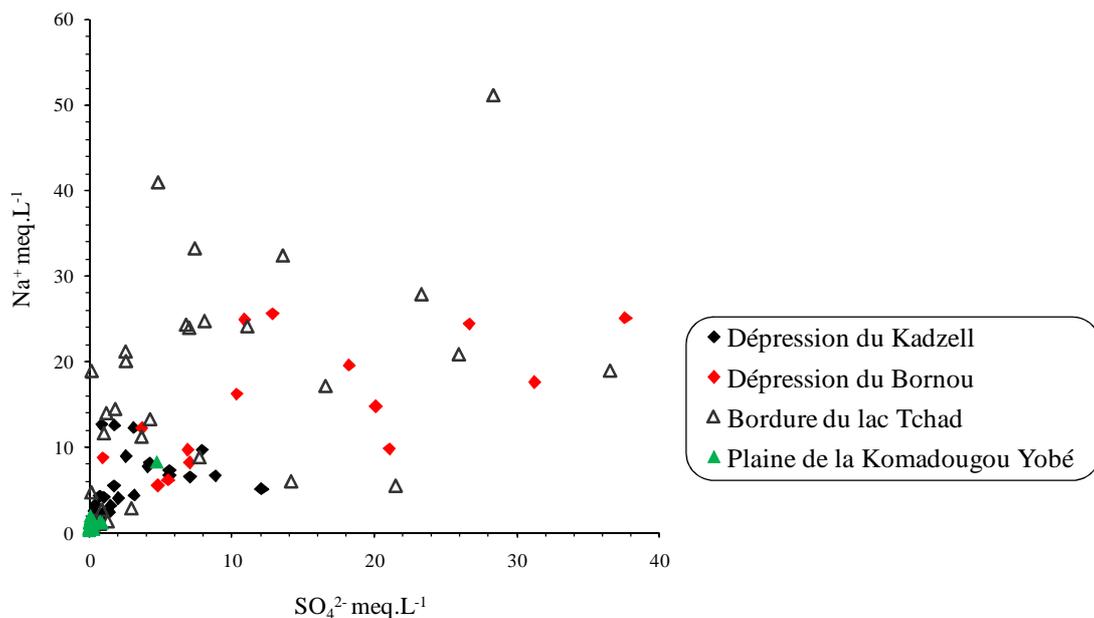


Figure 41 : Evolution de Na^+ en fonction de SO_4^{2-} dans les eaux souterraines.

Les eaux des îles de la cuvette nord du lac Tchad auraient pu acquérir leur caractéristique sulfatée sodique par phénomène d'évaporation comme le signalait Chouret et al. (1977) pour des puits situés au nord-est du lac Tchad. Dans les plaines du Bornou et du Kadzell, il ressort de ces observations que l'origine du faciès sulfaté sodique n'est pas explicitement liée aux sels sulfatés sodiques.

Dans les dépressions piézométriques, les excès en Na^+ et en SO_4^{2-} par rapport au mélange parfait ne sont pas corrélés (figure 42). Deux groupes de points ressortent tout de même ; un premier groupe incluant des points avec des excès en Na^+ et en SO_4^{2-} variant dans la même gamme qui suggèrent donc une origine commune de ces deux éléments (dissolution des évaporites sulfatées sodiques) et un deuxième groupe comportant des points à excès en Na^+ largement supérieur à l'excès en SO_4^{2-} , ces points témoignent de l'existence d'autres processus géochimiques contrôlant les teneurs en Na^+ (dissolution des plagioclases sodiques et/ou des évaporites carbonatées sodiques) (figure 41) et probablement des échanges de bases avec la matrice argileuse).

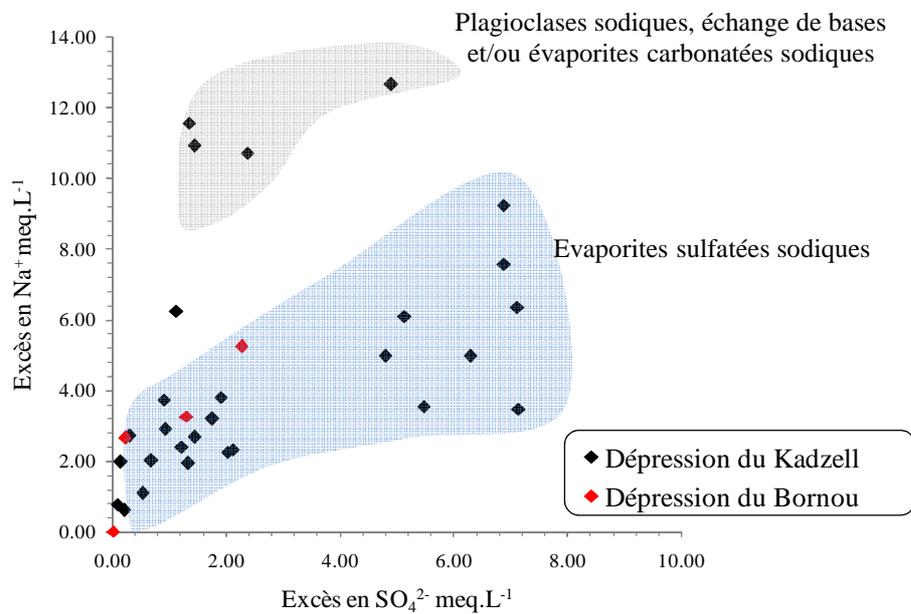


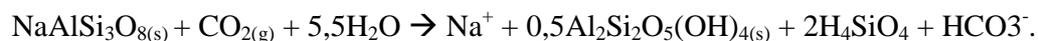
Figure 42 : Relation entre l'excès en Na^+ et en HCO_3^- par rapport au mélange parfait avec les eaux de recharge actuelle dans les dépressions du Kadzell et du Bornou.

Mises à part les eaux les plus concentrées en bordure du lac Tchad et dans les îles de la cuvette nord, l'empreinte évaporitique est restreinte. Si des évaporites se sont mises en place en réponse aux pulsations humides/arides qui se sont succédées dans le BLT, leur dissolution a été masquée par des phénomènes géochimiques de plus grande ampleur.

- **Hydrolyse des silicates** : diagrammes de stabilité et indices de saturation

Le réservoir quaternaire est constitué d'une matrice argilo-sableuse dont les descriptions minéralogiques détaillées sont quasi-inexistantes. Dans ce contexte lithologique, l'importance de la fraction argileuse et le temps de séjour élevé des eaux sont susceptibles de laisser une empreinte remarquable sur la minéralisation des eaux souterraines. L'hydrolyse des plagioclases est l'un des processus géochimiques majeurs pouvant avoir lieu. A partir d'une roche mère au contact avec

l'atmosphère, ce processus aboutit lentement à la formation de minéraux secondaires. A titre d'exemple, l'albite (pôle sodique des plagioclases, facilement altérable) produit de la kaolinite et libère du sodium, de la silice et des bicarbonates selon la réaction :



Au Kadzell, les teneurs en SiO_2 varient dans une large gamme, de $7,9 \text{ mg.L}^{-1}$ dans la plaine de la Komadougou Yobé à $134,3 \text{ mg.L}^{-1}$ en bordure du lac Tchad. Au centre de la dépression, les teneurs en silice s'échelonnent entre ces deux valeurs. Schématiquement, les teneurs en silice augmentent en partant des rives de la rivière et du cordon dunaire au nord du Kadzell vers la dépression piézométrique (*figure 43*). Cette évolution n'est pas tout à fait corrélée à celle des chlorures. En effet, les teneurs en silice sont plus dispersées et ne montrent pas la même organisation spatiale des chlorures.

Au Bornou, les concentrations en silice varient de $58,2 \text{ mg.L}^{-1}$ dans un puits situé à proximité du lac à 192 mg.L^{-1} dans la dépression piézométrique. Comme au Kadzell, la corrélation entre les teneurs en silice et en chlorure est faible.

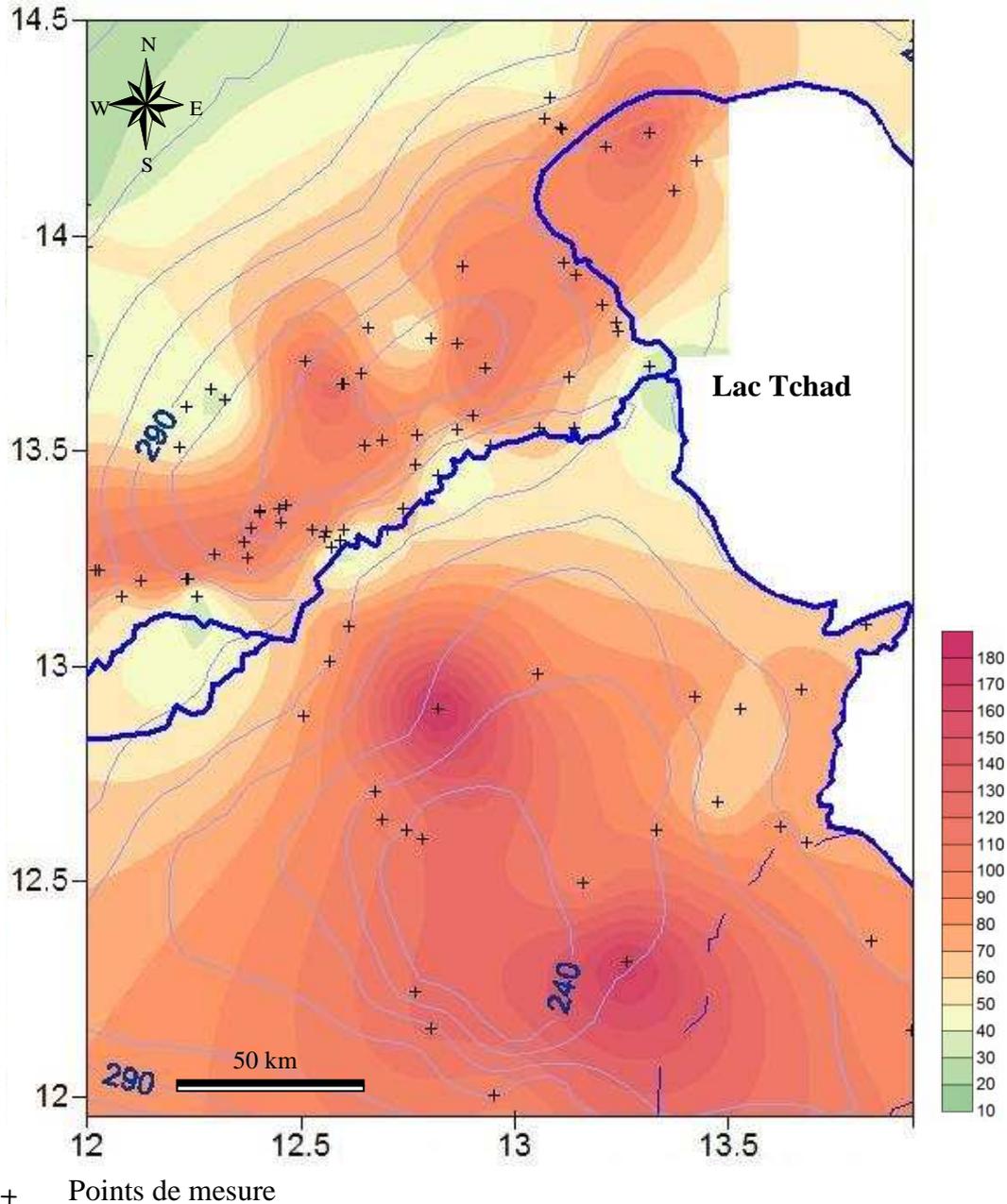


Figure 43 : Répartition spatiale des teneurs en silice dans les eaux souterraines (mg.L^{-1}) et piézométrie de la nappe libre

Les analyses chimiques ont été reportées dans des diagrammes de stabilité des systèmes $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ et $\text{Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ pour tester l'équilibre des eaux souterraines vis-à-vis des phases minérales silicatées primaires ou néoformées (figures 47 et 48). Les eaux de la nappe se situent dans les domaines de stabilité de la kaolinite et de l'albite. Les nuages de points sont relativement dispersés, ce qui prouve, une autre fois, la forte hétérogénéité hydrochimique dans l'acquisition de la minéralisation des eaux.

Sur la figure 44, nous observons que les eaux appartiennent toutes au domaine de stabilité de la kaolinite. Elles sont agressives vis-à-vis de l'anorthite, le pôle calcique des plagioclases.

Sur la *figure 45*, les eaux de la plaine de la Komadougou Yobé se distinguent par leur emplacement presque exclusif dans le domaine de stabilité de la kaolinite, un minéral peu altérable (pas de phénomène d'hydrolyse). Cette tendance semble être liée explicitement au temps de séjour. Dans le centre des deux dépressions piézométriques, les eaux souterraines, tout en acquérant une minéralisation élevée, tendent vers l'équilibre avec l'albite. Le phénomène d'hydrolyse de ce minéral enrichit l'eau en silice dissoute et en sodium et l'amène à l'équilibre avec ce minéral. Les eaux demeurent dans le domaine de stabilité de la kaolinite dans le système $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Par contre, les eaux les moins minéralisées sur des lignes de flux depuis la rivière se situent toutes dans le domaine de stabilité de la kaolinite aussi bien dans le système $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ que $\text{Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. D'une manière générale, nous constatons que les eaux les plus concentrées se rangent dans le domaine de stabilité de l'albite. L'augmentation des teneurs en silice provient donc partiellement de l'altération de ce minéral et s'accompagne de l'augmentation des teneurs en sodium. Les eaux moyennement concentrées et les eaux diluées se situent dans le domaine de la kaolinite. Il est difficile d'expliquer la répartition des eaux en bordure du lac Tchad vis-à-vis de celles aux centres des deux dépressions. Nous observons également une différenciation nette entre les indices de saturation de la silice amorphe dans les eaux de la plaine de la Komadougou Yobé et de la bordure du lac Tchad d'une part, et celles aux centres des deux dépressions d'autre part. Alors que les eaux à proximité du réseau hydrographique (Komadougou Yobé et lac Tchad) sont sous-saturées vis-à-vis de $\text{SiO}_{2(a)}$ ($-1,19 < \text{IS}_{\text{SiO}_{2(a)}} < -0,15$), les eaux dans les plaines du Kadzell et du Bornou sont soit très proches de l'équilibre soit sursaturées ($-0,07 < \text{IS}_{\text{SiO}_{2(a)}} < 0,22$). A proximité de la rivière, la sous-saturation vis-à-vis de la silice amorphe résulterait d'un temps de séjour faible et de faible température des eaux, donc d'un minimum d'interaction avec la matrice essentiellement siliceuse.

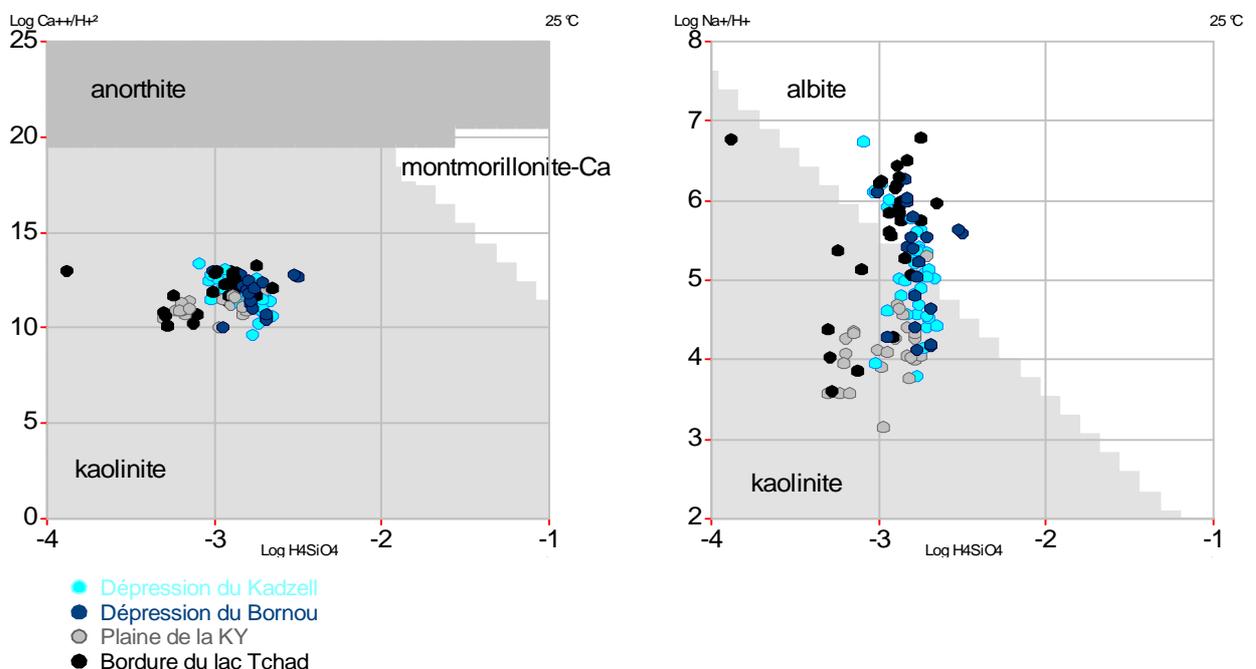


Figure 44 : Localisation des eaux souterraines dans un diagramme de stabilité du système $\text{CaO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$.

Figure 45 : Localisation des eaux souterraines dans un diagramme de stabilité du système $\text{Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$.

La combinaison de ces observations et celles énumérées dans l'étude des relations entre les teneurs en HCO_3^- et Na^+ (*figure 38*) montrent sans ambiguïté l'existence d'un processus d'altération des feldspaths sodiques qui accompagne l'évolution d'un faciès bicarbonaté calcique dans la plaine de la Komadougou Yobé, où les eaux sont les plus jeunes, à un faciès bicarbonaté sodique dans les dépressions du Kadzell et du Bornou où les eaux ont eu le temps d'interagir avec la matrice silicatée. L'hydrolyse des plagioclases contribue significativement dans le contrôle des teneurs en sodium et en bicarbonates dans les eaux souterraines de ces deux plaines. L'évolution du degré d'interaction avec l'aquifère entre les eaux en bordure du lac et celles aux centres des plaines du Kadzell et du Bornou n'est pas explicite.

I.4.2 Evolution des éléments en trace

I.4.2.1 Le brome

- **Dans les précipitations**

L'examen du rapport Br/Cl permet de retracer la circulation des masses d'air et de mieux identifier l'origine de la salinité des eaux pluviales, et en particulier l'origine des chlorures (Goni et al., 2001). L'ensemble des échantillons présente un rapport Br/Cl très variable (de $9,7 \cdot 10^{-4}$ à $3,7 \cdot 10^{-2}$) avec une distribution aléatoire. 76% des pluies événementielles de Maiduguri et 53% des pluies de Diffa se situent au dessus du rapport Br/Cl de l'eau de mer (*figure 46*).

Ces rapports élevés suggèrent, d'une part, un enrichissement préférentiel en bromures suite à l'élimination progressive des particules les plus conséquentes, avec lesquelles s'associent préférentiellement les chlorures, dans les processus de nucléation ; d'autre part, ils traduisent, une contribution des gaz issus de la biomasse végétale (notamment les feux de brousse) relativement enrichie en bromures (Goni et al., 2001). Les faibles rapports Br/Cl mettent en évidence une contribution terrigène importante par incorporation d'aérosols continentaux qui peuvent contenir de la halite (Goni et al., 2001). Le nombre conséquent d'échantillons (47%) montrant un faible rapport Br/Cl à Diffa met en évidence la typologie particulière des précipitations de cette zone et une influence probable du passage continental des masses d'air qui se voient enrichies préférentiellement en chlorures. La détermination des bromures dans les eaux souterraines permettra de voir à quel niveau ce signal est conservé lors des processus de recharge.

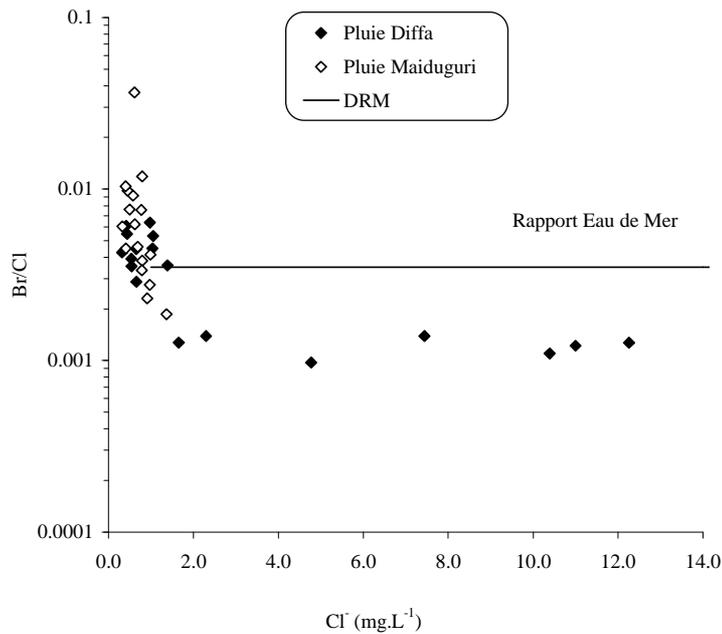


Figure 46 : Relation entre Cl^- et Br/Cl dans les eaux pluviales à Diffa (Niger) et à Maiduguri (Nigeria)

- **Dans la nappe libre**

Au Bornou, nous observons une forte corrélation entre les concentrations des bromures et les concentrations des chlorures, avec pour autant un enrichissement marqué en Br par rapport à l'eau de mer. Les concentrations de Br^- varient entre 0,06 et 2,47 $mg.L^{-1}$. Les valeurs les plus élevées sont enregistrées en bordure du lac Tchad et dans le centre de la dépression (1,47 $mg.L^{-1}$ à Zuwo Burari). Les teneurs les plus faibles se trouvent en bordure de la Komadougou Yobé et sur la dune au sud-ouest de la dépression. L'ensemble des eaux analysées présentent des rapports Br/Cl variables (de $6 \cdot 10^{-4}$ à 0,02) avec une distribution aléatoire (figures 47, 48 et 49). Aucune relation claire n'est mise en évidence entre les rapports Br/Cl et la situation géographique des points échantillonnés.

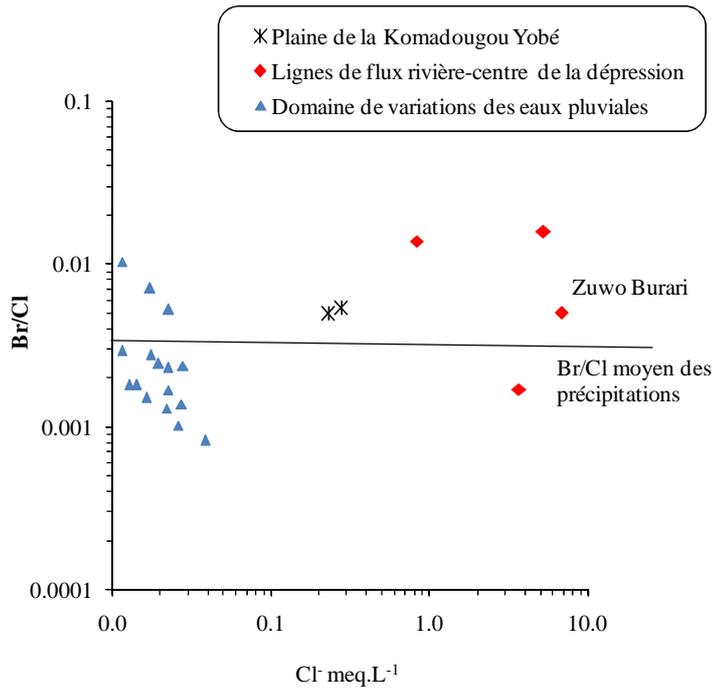


Figure 47 : Evolution du rapport Br/Cl en fonction des teneurs en Cl⁻ dans les eaux souterraines suivant les lignes de flux rivière-centre de la dépression du Bornou

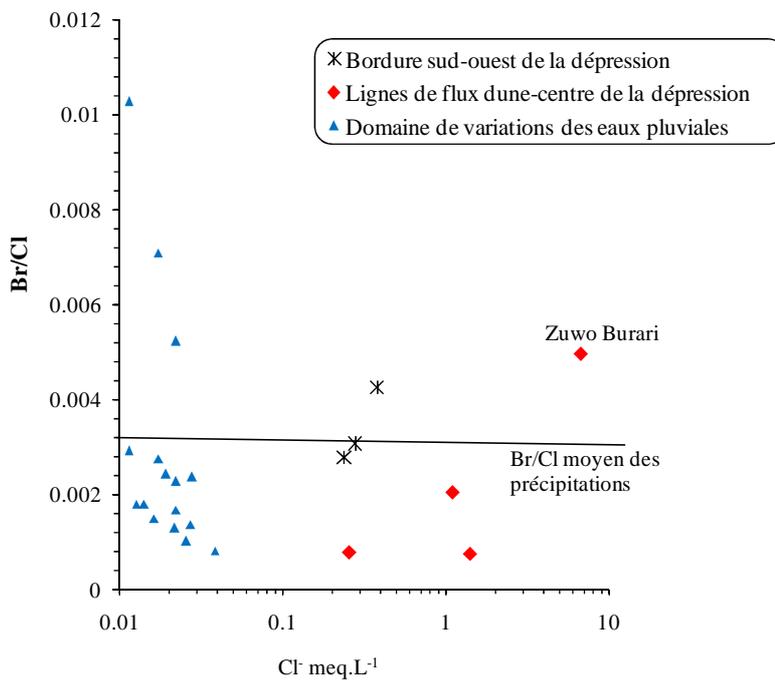


Figure 48 : Evolution du rapport Br/Cl en fonction des teneurs en Cl⁻ dans les eaux souterraines suivant les lignes de flux dune-centre de la dépression du Bornou

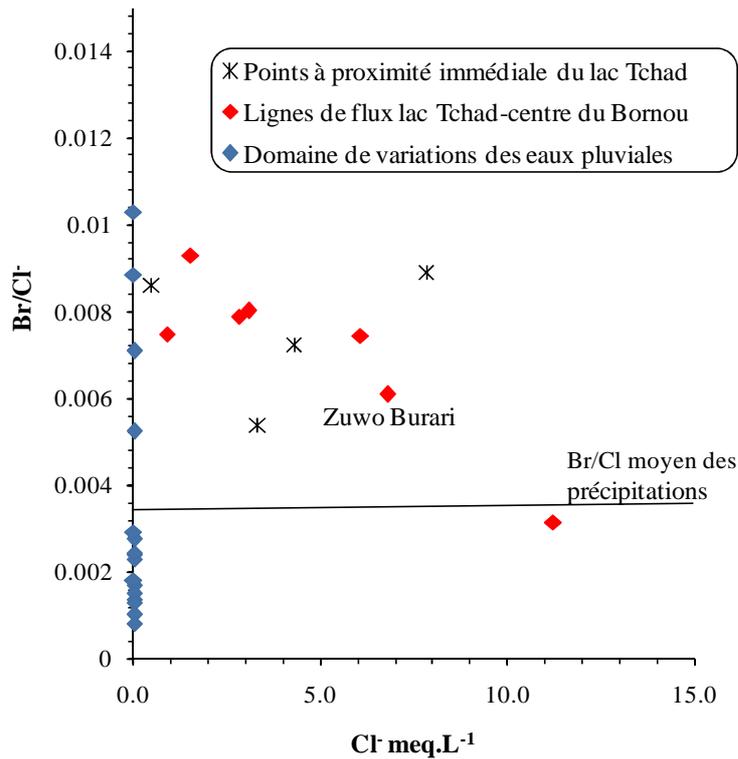


Figure 49: Evolution du rapport Br/Cl en fonction des teneurs en Cl⁻ dans les eaux souterraines suivant les lignes de flux lac Tchad-centre de la dépression du Bornou

I.4.2.2 Le bore

Le bore est apporté naturellement dans les eaux par lessivage des roches ignées, des évaporites ou encore des roches volcaniques (Neal et al., 1998). Dans les eaux souterraines de notre zone d'étude, le bore suit l'évolution de la minéralisation totale et est bien corrélé aux teneurs en chlorures ($r = 0,79$). Les eaux en bordure du lac sont les plus enrichies. Les teneurs dans les eaux souterraines varient de $66 \mu\text{g.L}^{-1}$ à $455 \mu\text{g.L}^{-1}$ alors que celles des eaux du lac Tchad varient de 5 à $167 \mu\text{g.L}^{-1}$. Au sein de la nappe alluviale de la Komadougou Yobé, les teneurs sont les plus faibles. Elles varient de 9 à $26 \mu\text{g.L}^{-1}$ et sont relativement plus élevées que celles de la rivière ($\sim 5 \mu\text{g.L}^{-1}$). Les concentrations du bore dans les dépressions piézométriques suivent étroitement les concentrations des chlorures, les valeurs les plus élevées sont mesurées aux centres ($134 \mu\text{g.L}^{-1}$ à Njido Mari et $78 \mu\text{g.L}^{-1}$ à Zuwo Burari).

En bordure de la Komadougou Yobé, on constate que les eaux souterraines à faibles teneurs en chlorures présentent des rapports B/Cl proches de ceux de la rivière ce qui prouve une autre fois la participation active de la rivière à la recharge de la nappe à sa proximité. Au fur et à mesure que les teneurs en chlorures augmentent, le rapport B/Cl diminue progressivement jusqu'aux centres des deux dépressions suivant les lignes de flux (figure 50). L'évolution des points rappelle une autre fois la présence d'un mélange progressif des eaux de la rivière avec une eau chlorurée au centre de la dépression aussi bien pour le Kadzell que pour le Bornou. Cependant on constate que les points sur les lignes de flux s'écartent plus ou moins considérablement de la droite d'un mélange binaire parfait. Cet écart témoigne d'un excès en bore qui ne peut résulter que d'une

interaction de l'eau souterraine avec des minéraux évaporitiques disséminés dans la matrice aquifère argileuse.

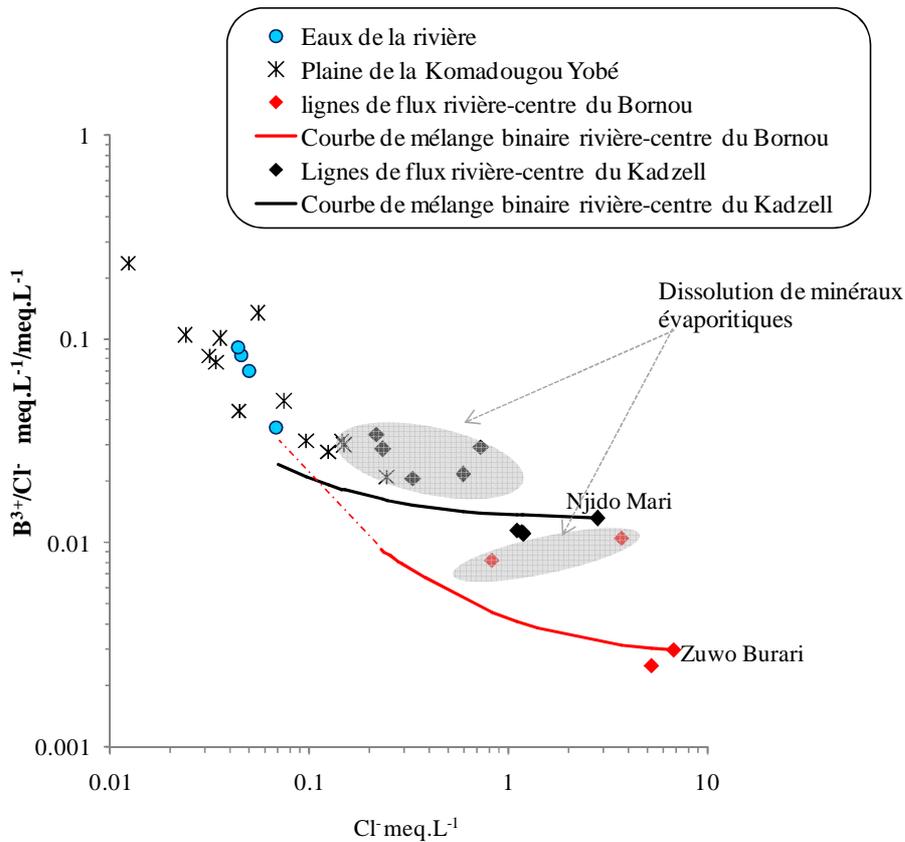


Figure 50 : B/Cl vs. Cl dans la Komadougou Yobé et dans les eaux souterraines suivant les directions de flux rivière-centre des dépressions piézométriques

Le rapport B/Cl suivant une ligne de flux depuis la dune au sud-ouest de la dépression du Bornou vers son centre montre une évolution similaire à celle de B/Cl entre la rivière et le centre de la dépression (figure 51) et amène donc à la même interprétation. Comme nous ne disposons pas de données sur les teneurs en bore dans les précipitations, une estimation de l'enrichissement en bore par rapport à un mélange binaire est impossible. On constate tout de même la présence d'un point ayant une teneur relativement élevée en bore, ce qui peut témoigner de la présence d'une influence évaporitique.

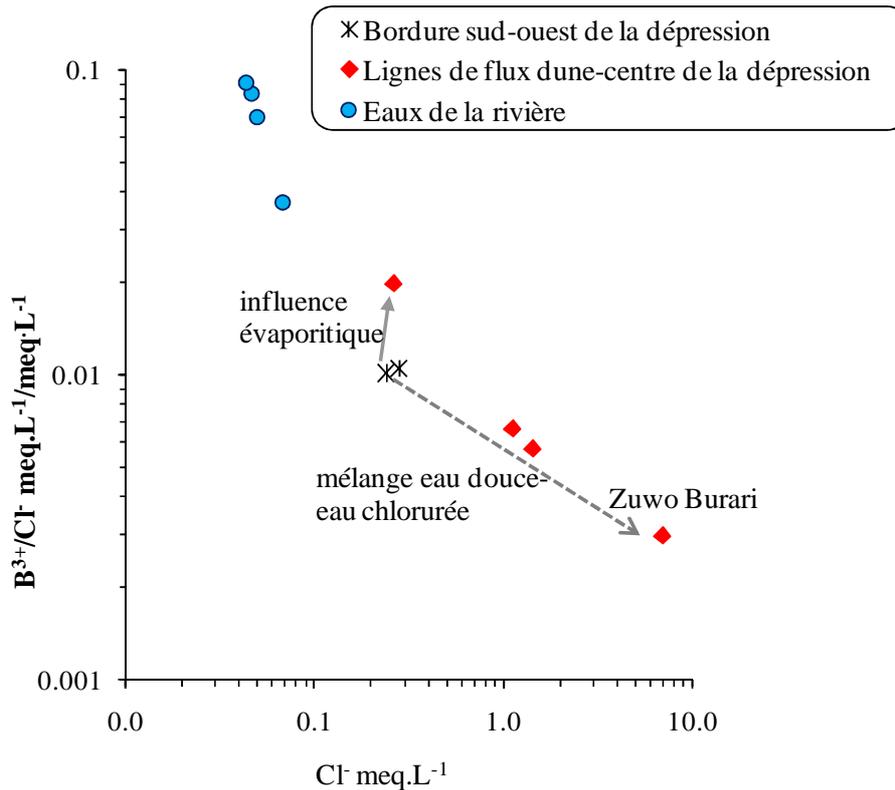


Figure 51 : B/Cl vs. Cl dans les eaux de la Komadougou Yobé et dans les eaux souterraines depuis la bordure sud-ouest de la dépression vers son centre

Alors que les rapports ioniques B/Cl évoluent d'une manière relativement structurée depuis la rivière vers les centres des dépressions, les points situés sur les lignes de flux depuis le lac Tchad vers les centres des dépressions sont très dispersés (figure 52). Cette dispersion traduit une grande hétérogénéité dans les processus d'acquisition de la minéralisation dans ce secteur de la nappe libre. A proximité du lac, les points présentent des rapports B/Cl plus faibles que le rapport moyen des eaux lacustres. En effet, la majorité des eaux souterraines, y compris les eaux où une recharge récente est prouvée par les analyses des teneurs en 3H , ont des teneurs en Cl ($2,4 \text{ meq.L}^{-1}$) et en bore ($146 \mu\text{g.L}^{-1}$) supérieures à celle du lac. Le rapport B/Cl des eaux du lac n'est donc pas conservé en passant du lac vers la nappe libre, ceci discrédite un processus simple d'évaporation qui aurait enrichi les eaux souterraines en chlorures et en bore mais pourrait traduire l'intrusion d'une part d'eau lacustre et son mélange avec l'eau chlorurée à forte teneur en bore au centre de la dépression aussi bien au Kadzell qu'au Bornou. On peut aussi supposer une alimentation mixte entre une eau lacustre et une eau météorique qui se minéralise lors du lessivage des sels accumulés dans la zone non saturée comme cela a été supposé à partir des analyses de $\delta^{18}O$ et des teneurs en chlorures dans la bordure orientale du lac Tchad (Fontes et al., 1969 ; Roche, 1980). Cette observation sera vérifiée par les teneurs en $\delta^{18}O$ et δ^2H dans notre zone d'étude. Les eaux en aval ont des rapports B/Cl hétérogènes. Au Kadzell, les mesures sont issues de seulement 2 puits, ce nombre très restreint limite la possibilité d'expliquer l'origine de cette hétérogénéité. Au Bornou, nous disposons de plus de points qui montrent néanmoins une forte dispersion. 2 points présentent des teneurs en chlorures et en bore plus faibles que le centre de la dépression mais des rapports B/Cl proches (3,83 et 2,79 contre 2,99 au centre de la dépression). La position de ces

deux points peut suggérer une dilution par l'écoulement temporaire de la rivière Yedseram, étant donné qu'ils sont situés au sud-est de la dépression, à proximité du lit de la rivière (dont on ignore malheureusement les teneurs en bore). Par ailleurs, 2 points présentent des teneurs en chlorures supérieures à celle mesurée au centre de la dépression mais des rapports B/Cl plus faibles (1,9 et 1). La dissolution de minéraux évaporitiques serait une explication possible de leur minéralisation. En fin, la position de certains points à teneurs en chlorures intermédiaires entre le lac Tchad et à rapports B/Cl décroissants peut traduire un processus d'intrusion décroissante des eaux lacustres vers le centre de la dépression.

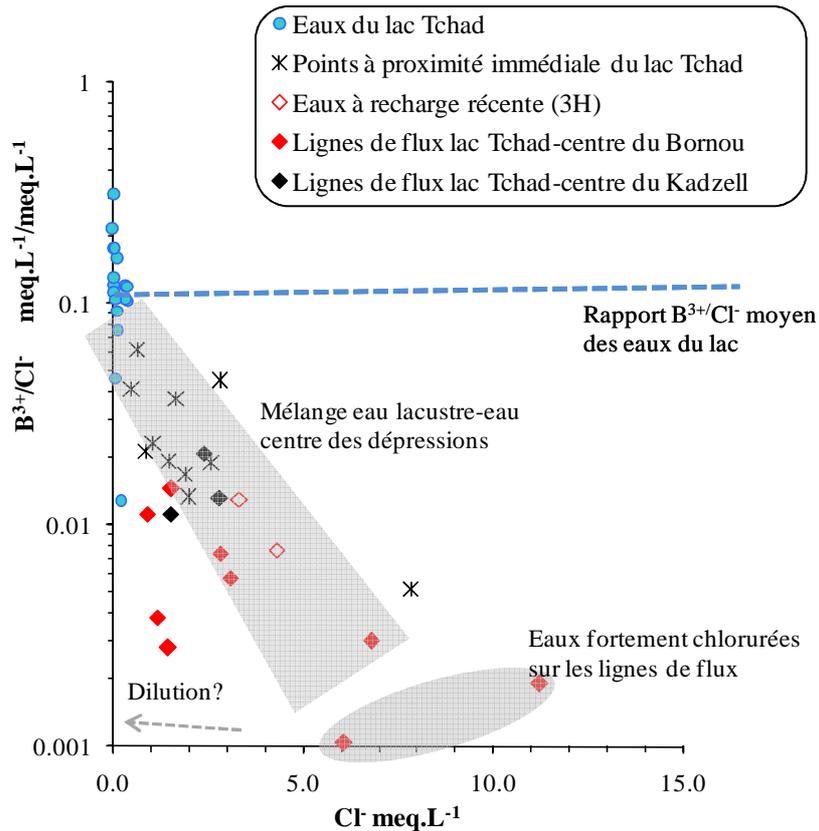


Figure 52 : B/Cl vs. Cl dans les eaux de la Komadougou Yobé et dans les eaux souterraines depuis la bordure du lac Tchad vers les centres des dépressions

L'examen du rapport B/Cl en fonction des teneurs en Cl⁻ dans les eaux souterraines a montré une nouvelle fois qu'elles ne suivent pas une voie d'évolution unique dans tous les secteurs de la nappe libre. Le processus de mélange entre une eau de recharge récente (en l'occurrence l'eau de la rivière et probablement des précipitations) et une eau chlorurée, à forte teneur en bore, est une fois de plus mis en avant. Ce mélange n'explique pas à lui seul l'évolution des teneurs en bore dans les eaux souterraines. En effet, il est probable que des minéraux évaporitiques participent au contrôle de ces concentrations. Les processus d'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines situées entre le lac Tchad et les centres des dépressions semblent plus compliqués.

I.4.2.3 Les éléments en trace alcalins et alcalino-terreux (Li, Sr, Rb, et Ba): marqueurs d'interactions eau-roche et indicateurs potentiels de temps de résidence

Les teneurs des éléments en trace alcalins et alcalino-terreux dans les eaux souterraines dépendent principalement de la solubilité et de la vitesse de dissolution des minéraux qui composent la matrice aquifère ainsi que des éventuels échanges cationiques au sein des minéraux silicatés. Le lithium est présent essentiellement dans les minéraux silicatés et évaporitiques (Huh et al., 1998). Le strontium est particulièrement abondant dans les roches évaporitiques (El Achheb et al., 2003). Il est également intégré en faible quantité dans le réseau des carbonates et peut être libéré suite à la dissolution incongruente des minéraux carbonatés (Edmunds et al., 2000 ; Hsissou, 1996). Il est peu adsorbé sur les argiles (Hsissou, 1996). Pour des eaux très minéralisées, la précipitation de la célestite (SrSO_4) ou la co-précipitation avec la calcite ou le gypse, peuvent participer à la régulation de ses teneurs (Edmunds et al., 2002b).

Dans la nature, le baryum se trouve essentiellement sous forme de baryte (BaSO_4), mais il peut aussi remplacer le calcium dans l'apatite ou la calcite et le potassium dans des minéraux potassiques (orthose, micas). Lors de l'altération de ces minéraux, le baryum se solubilise essentiellement dans des eaux bicarbonatées, en se liant toutefois fortement aux minéraux argileux. Le rubidium est particulièrement abondant dans les roches silicatées (Edmunds et al., 2002b).

Les spéciations chimiques effectuées sur les eaux souterraines (logiciel PHREEQCI), montrent que les métaux alcalins et alcalino-terreux demeurent sous la forme d'ions libres dans les eaux ou forment des complexes avec les hydroxydes. Les eaux souterraines sont sous-saturées par rapport aux carbonates et sulfates de ces éléments, à l'exception des puits fortement chargés en sulfates en bordure du lac Tchad qui atteignent l'équilibre vis-à-vis de la célestite (SrSO_4).

- **Evolutions des teneurs en Li^+ , Sr^{2+} , Rb^+ et Ba^{2+} suivant des lignes de flux rivière-centre des dépressions piézométriques**

Au Bornou, les teneurs en lithium sont hétérogènes. Elles sont peu corrélées aux teneurs des chlorures mais suivent approximativement la minéralisation totale des eaux. Les concentrations les plus faibles ($<3 \mu\text{g.L}^{-1}$) sont trouvées en bordure sud-ouest de la dépression piézométrique et en bordure de la Komadougou Yobé. Les teneurs les plus fortes sont enregistrées dans la dépression sur une ligne de flux depuis la rivière vers le centre de la dépression ($16 \mu\text{g.L}^{-1}$). Au Kadzell, les teneurs en lithium se distribuent d'une façon similaire ; les teneurs les plus faibles étant mesurées en bordure de la rivière ($1,3 \mu\text{g.L}^{-1}$ à Gueskérou) et les plus fortes dans la dépression piézométrique ($18,2 \mu\text{g.L}^{-1}$ à Kosseyri, puits situé sur une ligne de flux depuis le lac Tchad). Elles sont également peu corrélées aux teneurs en chlorures.

Dans un diagramme Li/Cl vs. Cl , différents groupes ressortent : les eaux de la Komadougou Yobé, caractérisées par des teneurs faibles en chlorures et des rapports Li/Cl peu variables ; les eaux souterraines peu minéralisées en bordure de la rivière avec des rapports Li/Cl très variables et les eaux souterraines à teneurs élevées en chlorures et en lithium au centres des deux plaines et sur les

lignes de flux depuis la rivière jusqu'aux centres des deux dépressions; ces eaux présentent des rapports moyens Li/Cl plus faibles (figure 53).

En bordure de la Komadougou Yobé, les teneurs en lithium des eaux souterraines varient dans une gamme relativement étroite (de 1,3 à 3,4 $\mu\text{g.L}^{-1}$) et sont au moins deux fois supérieures à celles de la rivière (comprises entre 0,4 et 0,6 $\mu\text{g.L}^{-1}$). Les rapports Li/Cl sont fortement variables et dépendent principalement des concentrations des chlorures. Le rapport Li/Cl moyen est largement supérieur à celui de la rivière, ceci confirme l'évolution rapide du chimisme des eaux souterraines qui transitent vers la nappe libre en bordure de la rivière. En acquérant des concentrations plus élevées en chlorures, les eaux situées sur les lignes de flux depuis la rivière vers le centre de la dépression du Kadzell présentent des rapports Li/Cl décroissants qui atteignent leur valeur minimale à Njido Mari où la nappe est la plus profonde. La distribution des points rappelle une nouvelle fois un mélange entre des eaux à faibles teneurs en chlorures et des rapports Li/Cl élevés avec une eau "chlorurée" au centre de la dépression distinguée par un rapport Li/Cl faible. Toutes ces eaux sont placées au-dessus de la courbe du mélange parfait entre les eaux de la rivière et l'eau au centre de la dépression. Cette position traduit un excès en lithium qui témoigne de l'interaction avec la matrice argileuse et/ou la dissolution des minéraux évaporitiques disséminés dans l'aquifère. Les eaux situées sur les lignes de flux depuis la rivière vers le centre de la dépression du Bornou montrent une tendance similaire. L'excès en lithium par rapport au mélange binaire parfait est également observé et amène aux mêmes interprétations.

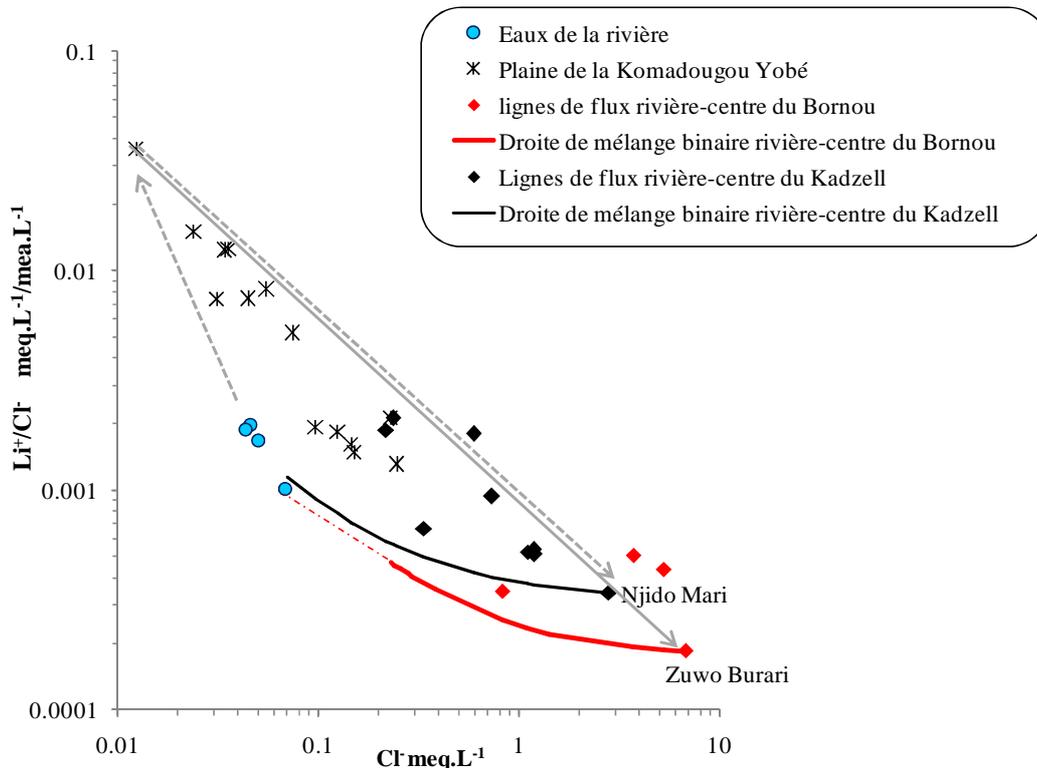


Figure 53 : Li/Cl vs. Cl dans la Komadougou Yobé et dans les eaux souterraines suivant les directions de flux rivière-centre des dépressions piézométriques

Les rapports Li/Cl suivent schématiquement une évolution similaire à celles des rapports B^{3+}/Cl^- . L'impact des évaporites dans l'évolution des teneurs en lithium est donc indéniable. On constate tout de même que les rapports Li/Cl sont relativement plus dispersés et s'écartent plus de la droite du mélange binaire. L'excès de Li^+ est par conséquent plus important que celui de B^{3+} notamment dans les eaux du Kadzell (*figure 54*). Cet excès ne serait donc pas expliqué uniquement par la présence d'un pôle évaporitique mais aussi par l'interaction avec les minéraux silicatés.

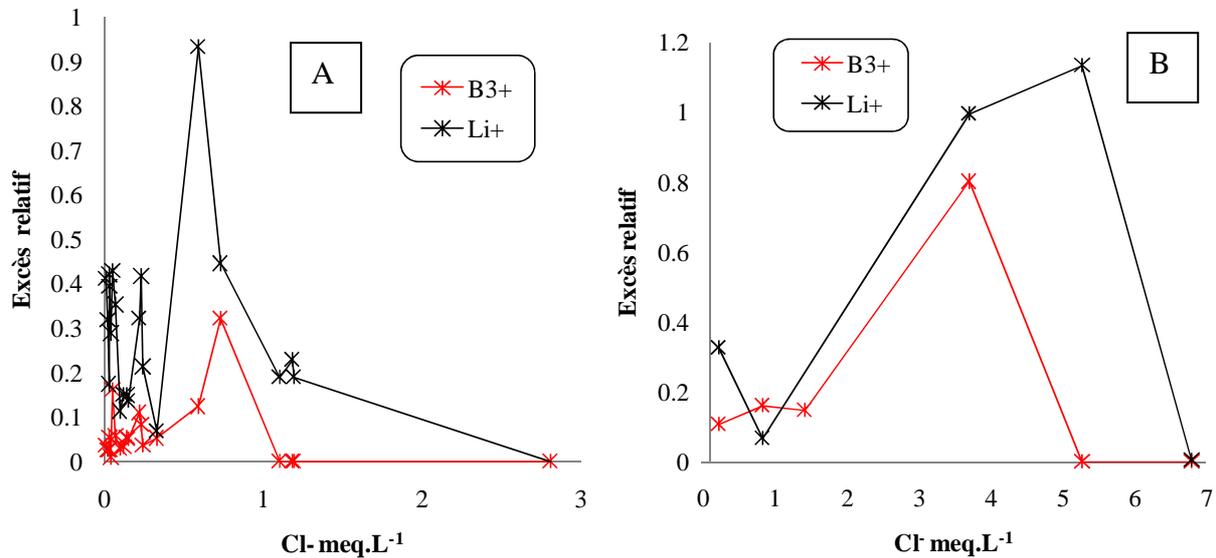


Figure 54 : Excès relatifs normalisés de B^{3+} et Li^+ dans les eaux souterraines du Kadzell (A) et du Bornou (B)

Comme le lithium, les teneurs les plus faibles en strontium correspondent à des zones d'alimentation préférentielle par des eaux de la Komadougou Yobé. Dans un diagramme Sr/Cl vs. Cl^- , le strontium marque une évolution similaire à celle du lithium. Au fur et à mesure que les eaux souterraines s'enrichissent en Cl^- , le rapport Sr^{2+}/Cl^- diminue et atteint ses valeurs minimales aux centres des dépressions piézométriques (*figure 55*). En revanche, on note une différence plus ou moins importante dans la position des rapports Li/Cl et Sr/Cl par rapport aux droites de mélange binaire. Alors que les eaux les moins minéralisées présentent un enrichissement remarquable en Sr^{2+} similaire à celui de Li^+ , les eaux à teneurs élevées en chlorures sont beaucoup plus proches de la droite de mélange, aussi bien au Kadzell qu'au Bornou et se démarquent ainsi de Li^+ qui est excédentaire dans toutes les eaux.

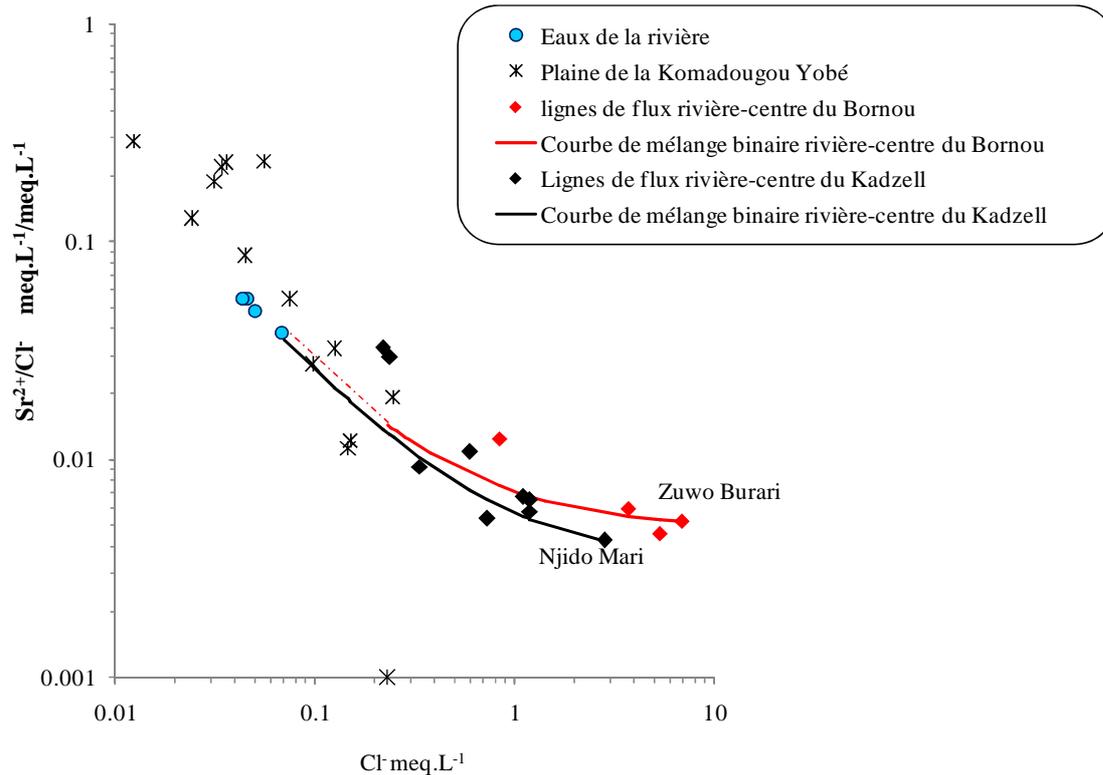


Figure 55 : Sr/Cl vs. Cl dans la Komadougou Yobé et dans les eaux souterraines suivant les directions de flux rivière-centre des dépressions piézométriques.

On constate également que l'écart de bore par rapport au mélange binaire est plus important que l'excès de strontium. Comme pour le lithium, l'évolution de Sr^{2+} ne peut pas être expliquée uniquement par l'existence de minéraux évaporitiques. Les échanges de bases de $Na^+ - Sr^{2+}$ ou $Na^+ - Ca^{2+}$ entre les eaux infiltrées et l'aquifère sont possibles.

L'évolution des teneurs en Li^+ et Sr^{2+} suivant les lignes de flux depuis la rivière en direction des centres des dépressions pourrait être expliquée par :

- (i) un mélange d'une eau "douce" à faibles teneurs en Li^+ et Sr^{2+} et des rapports Li/Cl et Sr/Cl élevés en bordure de la rivière avec une eau "chlorurée" aux centres des dépressions (qu'on peut assimiler à une source profonde de salinité)
- (ii) des interactions eau-roche prouvant que l'aquifère ne se comporte pas comme un support amorphe.

Les points les moins minéralisés ont gardé la même position par rapport aux droites de mélange dans les diagrammes B^{3+}/Cl^- , Li^+/Cl^- , Sr^{2+}/Cl^- , ils semblent être plus influencés par les évaporites. En s'approchant des centres des dépressions, les eaux souterraines montrent davantage l'empreinte d'un long temps de contact avec la matrice argileuse de l'aquifère quaternaire. Si des évaporites sont présentes comme le suggère l'excès en sulfates et bore, elles ne semblent en revanche pas être l'unique déterminant des teneurs en lithium et en strontium dans les eaux souterraines.

Confirmation du rôle des argiles

Les argiles sont des matériaux à forte capacité d'échange cationique. Préférentiellement, il y a substitution isomorphique d'un ion alcalino-terreux (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Ba^{2+} , Sr^{2+}) avec un ion alcalin (Na^+ , K^+ et Rb^+) (Appelo et Postma, 1996 ; Land et al., 2000). La sélectivité de la phase argileuse peut-être exprimée selon la séquence suivante : $\text{Na}^+ < \text{Li}^+ < \text{K}^+ < \text{Rb}^+ < \text{Mg}^{2+} < \text{Ca}^{2+} < \text{Ba}^{2+}$.

On constate que les eaux souterraines de la nappe de la Komadougou Yobé (les moins riches en silicium et les moins chargées) se distinguent par les teneurs les plus élevées en Baryum. La teneur moyenne est de $255 \mu\text{g.L}^{-1}$. Depuis les bordures de la Komadougou Yobé jusqu'aux centres des plaines argileuses, le changement de faciès s'accompagne très souvent d'un net appauvrissement en Ba^{2+} . La teneur moyenne en baryum est de $99 \mu\text{g.L}^{-1}$ et $65 \mu\text{g.L}^{-1}$ respectivement dans la dépression du Kadzell et du Bornou. Par contre, les teneurs en Rb^+ suivent parfaitement la minéralisation totale des eaux. Les teneurs les plus faibles sont mesurées en bordure de la rivière où la moyenne est de $5,6 \mu\text{g.L}^{-1}$. Elles atteignent $22 \mu\text{g.L}^{-1}$ et $42 \mu\text{g.L}^{-1}$ respectivement dans la dépression du Kadzell et du Bornou. La *figure 56* représente l'évolution des teneurs en Rb^+ en fonction des teneurs en Ba^{2+} . Les eaux dont le rapport $\text{Ba}^{2+}/\text{Rb}^+$ est le plus faible sont caractérisées par des minéralisations élevées aux centres des dépressions piézométriques. Cette tendance s'observe également dans la *figure 57* représentant l'évolution des teneurs de K^+ en fonction des teneurs de Ba^{2+} .

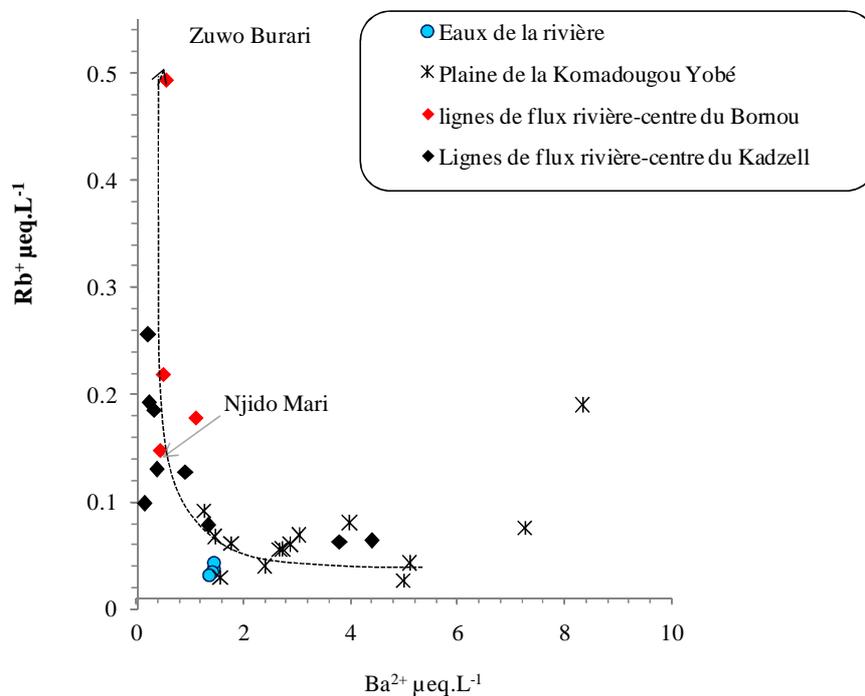


Figure 56 : Evolution de Rb^+ en fonction de Ba^{2+} dans les eaux souterraines

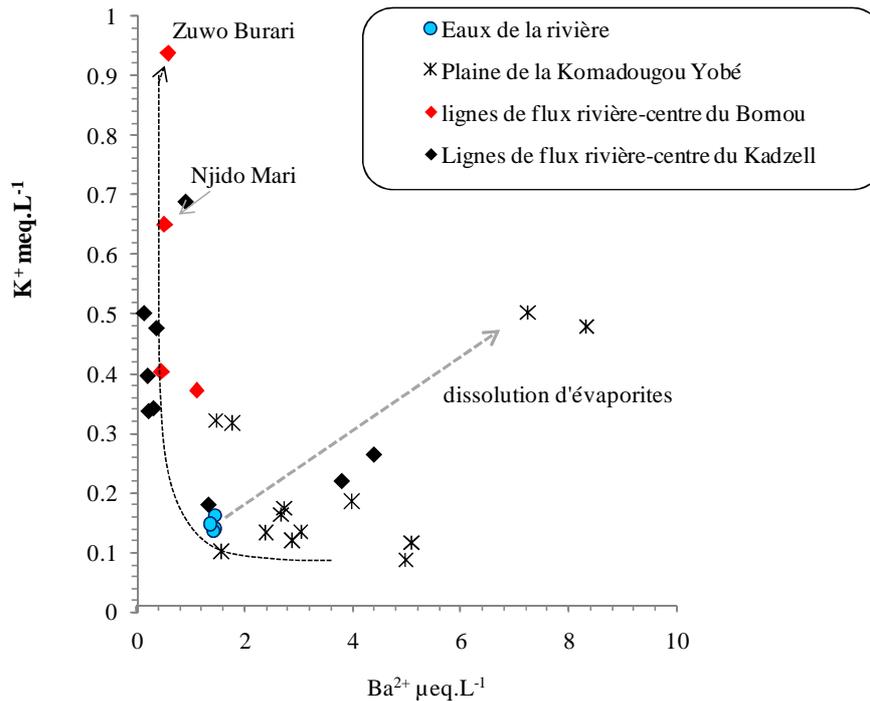


Figure 57 : Evolution de K^+ en fonction de Ba^{2+} dans les eaux souterraines

- **Direction des flux depuis la bordure sud-ouest de la dépression du Bornou vers son centre**

Au niveau de la bordure sud-ouest de la dépression piézométrique du Bornou, les teneurs en lithium s'échelonnent entre 1,4 et 2 $\mu\text{g.L}^{-1}$. Elles sont légèrement inférieures aux teneurs en lithium en bordure de la rivière (dont la moyenne est de 2,3 $\mu\text{g.L}^{-1}$) et largement inférieures à la teneur mesurée dans le centre de la dépression (8,7 $\mu\text{g.L}^{-1}$ à Zuwo Burari). Malheureusement, nous ne disposons pas de données sur les teneurs en éléments trace dans les pluies, une comparaison avec les précipitations est donc impossible.

Sur les lignes de flux, les teneurs en lithium varient dans une gamme relativement étroite, de 1,1 à 2,2 $\mu\text{g.L}^{-1}$. Elles ne sont pas corrélées aux chlorures. Dans un diagramme Li/Cl vs. Cl⁻, on constate que les eaux sur les lignes de flux vers le centre de la dépression présentent un rapport Li/Cl moyen inférieur au rapport Li/Cl moyen des eaux sud-ouest (figure 58). L'organisation des points peut suggérer un processus de mélange entre les eaux au niveau de la dune qui borde la dépression au sud-ouest et une eau en son centre.

Par ailleurs, on constate que l'évolution des teneurs en Ba^{2+} et en Rb^+ depuis la dune vers le centre de la dépression est similaire à l'évolution des teneurs de ces deux éléments depuis la bordure de la rivière vers le centre de la dépression. Les prélèvements au dessus de la dune se distinguent par les teneurs en baryum les plus élevées. Ces teneurs diminuent en direction du centre de la dépression alors que les teneurs en rubidium croissent progressivement (figure 59). Cette observation témoigne d'un échange de base probable au sein de la matrice argileuse de l'aquifère. La même évolution des teneurs en K^+ est également observée.

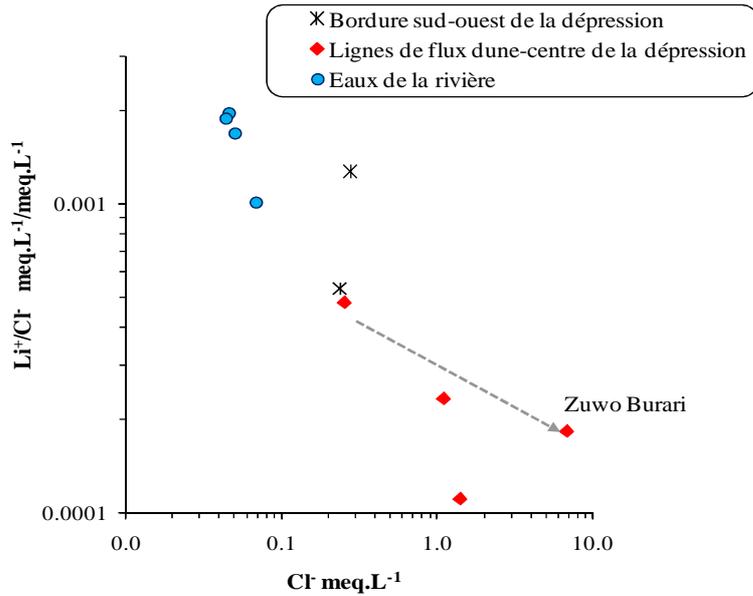


Figure 58 : Li/Cl vs. Cl dans les eaux de la Komadougou Yobé et dans les eaux souterraines depuis la bordure sud-ouest de la dépression vers son centre.

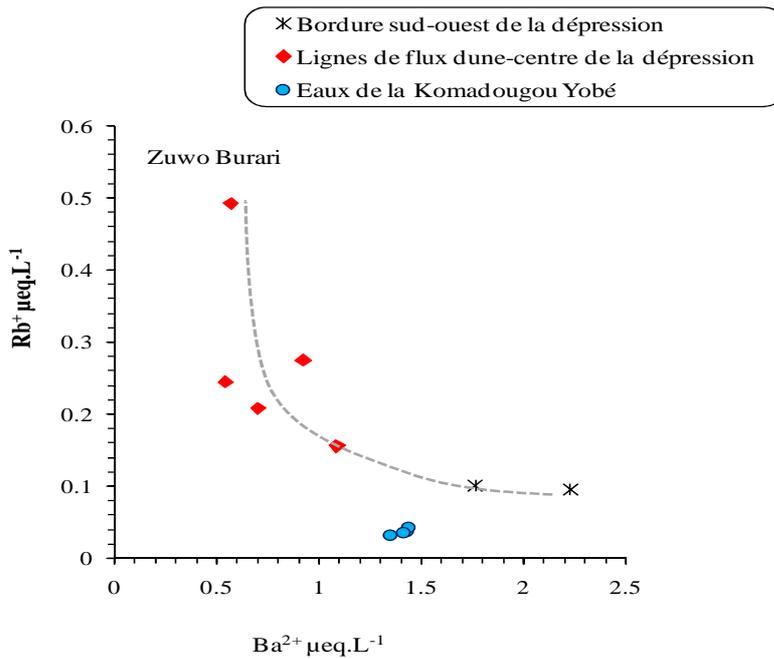


Figure 59 : Evolution de Rb^+ en fonction de Ba^{2+} dans les eaux souterraines

I.5 Conclusion

La géochimie des eaux souterraines a mis en évidence la complexité des processus de minéralisation au sein de l'aquifère quaternaire. La distribution des teneurs en chlorures étant le signe le plus révélateur (figure 31). L'étude des distributions spatiales des éléments dissous montre que certains secteurs se démarquent systématiquement : les zones où une recharge par les précipitations et les eaux de la Komadougou Yobé est susceptible d'avoir lieu sont caractérisées

par des faibles conductivités électriques, des faibles teneurs en chlorures, bore, lithium, strontium et rubidium et des teneurs élevées en baryum. En direction des centres des dépressions piézométriques, les eaux souterraines acquièrent une minéralisation plus élevée avec des fortes teneurs en chlorures, bore, lithium, strontium et rubidium et des teneurs relativement plus faibles en baryum.

L'étude de l'évolution des éléments majeurs et en trace en fonction des teneurs en chlorures suivant les directions des flux depuis la rivière et les cordons dunaires en direction des centres des dépressions piézométriques a permis de déceler :

- un mélange d'une eau "douce" à faibles teneurs en chlorures avec une eau "chlorurée" aux centres des dépressions (qu'on peut assimiler à une source profonde de salinité)
- des interactions permanentes eau-roche représentées principalement par l'altération des aluminosilicates et des échanges de bases avec la matrice argileuse de l'aquifère (avec substitution des ions alcalino-terreux au profit des ions alcalins). Le degré d'évolution géochimique devrait être proportionnel au temps de séjour de l'eau dans l'aquifère.

En bordure du lac Tchad, les eaux souterraines présentent des minéralisations élevées et hétérogènes témoignant de la complexité des transferts eaux lacustres-nappe libre.

Chapitre II

Géochimie isotopique (^{18}O , ^2H)

II.1 Introduction

Les isotopes stables de la molécule d'eau (oxygène 18 et deutérium) sont des traceurs intrinsèques de l'écoulement de l'eau souterraine, très peu soumis aux échanges isotopiques avec l'encaissant.

En règle générale, la composition isotopique des eaux souterraines reflète la composition isotopique pondérée des eaux affectant la zone de recharge de l'aquifère. Les variations du contenu isotopique des pôles de recharge induites par les variations climatiques sont enregistrées par les eaux souterraines. La caractérisation de l'origine des eaux de la nappe libre passe donc par l'identification du signal isotopique des pôles de recharge vers l'aquifère. Nous présentons donc, en premier lieu, les caractéristiques isotopiques des pôles d'influence (les précipitations, la Komadougou Yobé et le lac Tchad). En second lieu, nous étudions la composition isotopique des eaux souterraines et sa corrélation avec les teneurs en chlorures qui permettra de valider ou de réfuter le processus de mélange entre des eaux de recharge actuelle et les eaux au centre de la dépression, déjà énoncé dans le chapitre I de cette partie.

II.2 Caractéristiques des pôles d'influence

II.2.1 Les précipitations

Les données isotopiques dont nous disposons pour les pluies proviennent pour le Kadzell (stations de N'guigmi et Diffa) des travaux de Taupin et al. (2000) durant les saisons pluviales de 1989 et des travaux de Gaultier (2004) pendant l'hivernage 2001 ainsi que des travaux de Goni et al. (2001) durant les années 1992-95-96-97 à Garin Alkali et de Maduabuchi et al. (2006) à Maiduguri pendant l'année 2001.

- **Au Kadzell**

La teneur annuelle en oxygène-18, pondérée des hauteurs, varie de -2,9‰ à N'guigmi à -2,3‰ à Diffa ; la teneur annuelle en deutérium varie de -24‰ à -13‰ respectivement à N'guigmi et à Diffa (Gaultier, 2004). L'évolution spatiale des teneurs isotopiques montre pour les années 1989 et 2001 un appauvrissement systématique vers les hautes altitudes. Localement cet appauvrissement ponctuel peut être traduit comme un effet de continentalité lors de la progression latitudinale de la vapeur d'eau (Gaultier, 2004). En reportant les mesures événementielles sur un diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$, Gaultier (2004) définit une droite météorique locale ajustée par l'équation suivante : $\delta^2\text{H} = 6,9\delta^{18}\text{O} + 0,83$ ($r=0,91$; $n=22$). Les valeurs événementielles se localisent sous la droite météorique mondiale, traduisant l'effet de l'évaporation des précipitations lors de leurs chutes.

- **Au Bornou**

A Garin Alkali, les teneurs en oxygène-18 varient de -6,8‰ à +4,2‰ ; les teneurs en deutérium varient de -36‰ à 36‰ (Goni et al., 2001). A Maiduguri, les gammes de variations sont encore plus larges, les teneurs isotopiques sont comprises entre -8,0‰ et +3,7‰ pour l'oxygène-18, et entre -58‰ et 31‰ pour le deutérium (Maduabuchi et al., 2006). Pour les deux stations, les teneurs isotopiques montrent des tendances locales très proches de la droite météorologique mondiale. Goni et al. (2001) déterminent l'équation suivante : $\delta^2\text{H} = 6,33\delta^{18}\text{O} + 9,9$ ($r=0,92$).

La température, la hauteur d'eau et l'humidité relative de la colonne d'eau sont les paramètres qui contrôlent les teneurs en isotopes stables. Le Golfe de Guinée est la principale source de précipitations pour le Sahara-Sahel, mais l'eau évaporée au dessus du continent constitue également une autre source potentielle importante de vapeur d'eau ; ceci est confirmé par l'absence de l'effet de continentalité et de la large gamme de l'excès en deutérium. Dans les deux régions, l'évolution des teneurs isotopiques est conforme au schéma commun pour les stations pluviométriques sahéliennes, avec des variations saisonnières très nettes. Les faibles teneurs pluviométriques de début et de fin de saison correspondent à des teneurs isotopiques enrichies tandis qu'au cœur de la saison (juillet et août) les teneurs sont les plus appauvries (Joseph et al., 1990 ; Goni et al., 2001 ; Gaultier, 2004 ; Maduabuchi et al., 2006). En fin de saison, la reprise évaporatoire est favorisée par les températures élevées et les faibles hygrométries. A l'échelle régionale, il est difficile d'observer une évolution isotopique lors de la progression continentale de la mousson depuis le Golfe de Guinée. Cette constatation, ainsi que la large gamme de variations des excès en deutérium, mettent en évidence la présence probable d'un recyclage des eaux de surface (Taupin et al., 2002).

II.2.2 Les écoulements de surface

Au cours de cette thèse, seulement 5 mesures en oxygène-18 ont été effectuées sur le lac Tchad (dont une seule concerne la cuvette sud) ainsi que 4 mesures sur la Komadougou Yobé. L'essentiel des analyses considérées, provient du rapport PNUD-UNESCO-CBLT (1972), des travaux de Roche (1980), Sabljak (1998) et Gaultier (2004).

La Komadougou Yobé a une teneur moyenne de +2,1‰ en $\delta^{18}\text{O}$ et de +3‰ en $\delta^2\text{H}$. Un enrichissement isotopique relatif a été noté dans les stations avales, il marque l'empreinte de la reprise évaporatoire (Gaultier, 2004). Les teneurs isotopiques des eaux de la Komadougou Yobé évoluent incontestablement suivant la saison, les valeurs maximales de $\delta^{18}\text{O}$ sont de 10,1‰ en début d'écoulement (mois de juillet). Les teneurs isotopiques du lac sont remarquablement plus élevées avec une valeur moyenne de +6,9‰ en $\delta^{18}\text{O}$ et de 32‰ en $\delta^2\text{H}$. Les teneurs augmentent progressivement sous l'effet de l'évaporation vers les bordures nord du lac et peuvent avoir une composition maximale pouvant dépasser +16‰ en $\delta^{18}\text{O}$ (Fontes et al., 1969). Plusieurs facteurs interviennent dans la composition isotopique du lac Tchad et marquent ses eaux d'importantes variations saisonnières. Les fluctuations des conditions d'échange avec l'atmosphère, les pluies, les variations de la composition isotopique de l'apport fluvial ainsi que les déplacements des masses liquides sont autant de facteurs déterminants (Roche, 1980).

Dans un diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$, toutes les eaux se placent sous les droites météoriques mondiale et locale (figure 60). Elles sont donc plus enrichies isotopiquement que les précipitations locales ($\delta^{18}\text{O}_{\text{Diffa}} = -2,3\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}_{\text{Maiduguri}} = -4,3\text{‰}$).

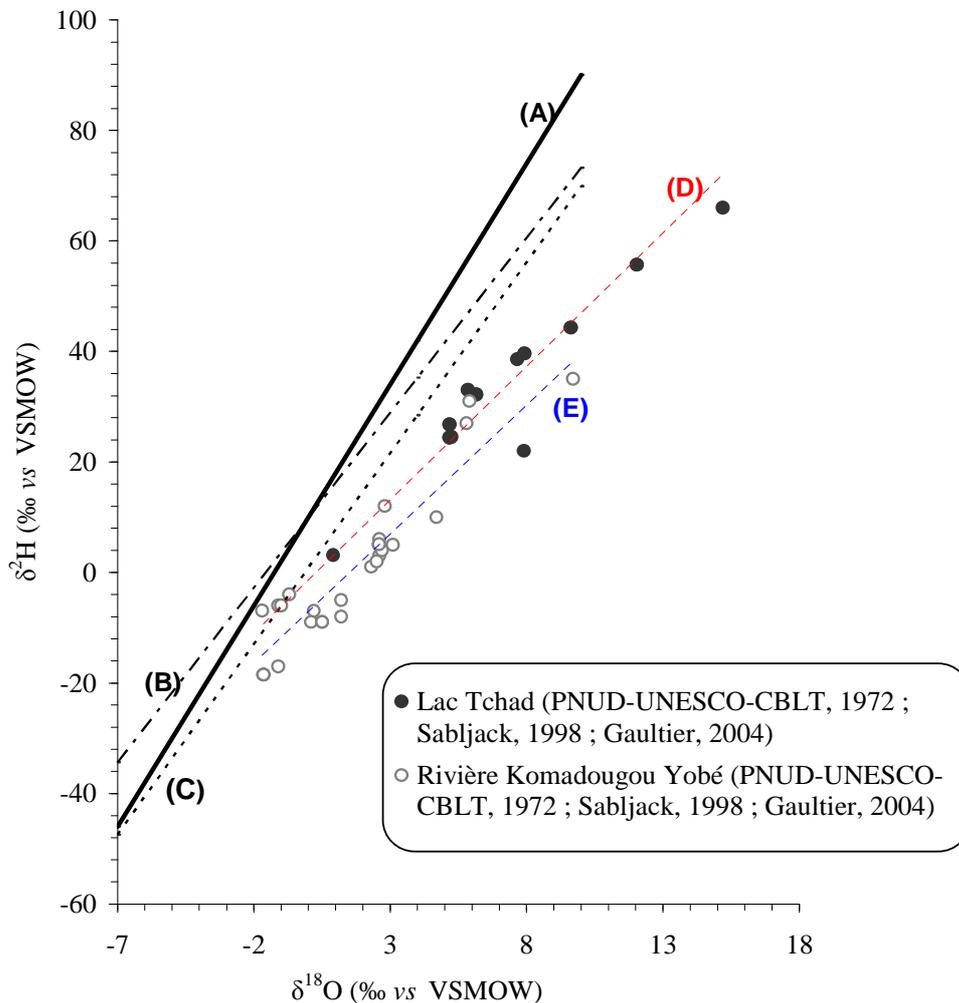


Figure 60 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ dans les eaux du lac Tchad et de la Komadougou Yobé (A) : droite météorique mondiale, $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$; (B) : droite météorique Diffa, $\delta^2\text{H} = 6,9 \delta^{18}\text{O} + 0,83$; (C) : droite météorique nord-est du Nigeria, $\delta^2\text{H} = 6,33 \delta^{18}\text{O} + 9,9$; (D) : droite de régression linéaire pour les eaux du lac Tchad : $\delta^2\text{H} = 7,83 \delta^{18}\text{O} - 1,38$; (E) : droite de régression linéaire pour les eaux de la Komadougou Yobé : $\delta^2\text{H} = 4,67 \delta^{18}\text{O} - 7,02$.

II.3 Teneurs dans les eaux souterraines

Les teneurs en isotopes stables varient largement, de $-5,96\text{‰}$ à $+2,2\text{‰}$ vs. VSMOW pour $\delta^{18}\text{O}$ et de -55‰ à $+5,7\text{‰}$ vs. VSMOW pour $\delta^2\text{H}$. Les teneurs isotopiques les plus faibles se situent aux centres des deux dépressions : $\delta^{18}\text{O} = -5,96\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -46\text{‰}$ au centre du Bornou ; $\delta^{18}\text{O} = -5,8\text{‰}$, $\delta^2\text{H} = -55\text{‰}$ au centre du Kadzell. Les eaux prélevées le long de la Komadougou Yobé présentent les mêmes caractéristiques isotopiques que la rivière, signe d'une recharge récente. En bordure du lac Tchad, les teneurs isotopiques sont les plus dispersées.

Pour caractériser le(s) processus de recharge, les teneurs de la nappe phréatique ont été comparées aux teneurs des précipitations, représentées par les Droites Météoriques Mondiale et Locale dans un diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$. La composition isotopique de la nappe peut différer de celle des pluies par des processus qui interviennent avant la recharge. En milieu semi aride, l'influence la plus évidente est l'évaporation, souvent mise en évidence dans les nappes soudano-sahéliennes. Ce processus intervient notablement dans notre cas d'étude ; toutes les eaux se situent sous les droites météoriques locale et mondiale et traduisent un fractionnement net lors de l'évaporation (figure 61).

Dans le diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$, deux ensembles se distinguent nettement : (a) un groupe réparti selon une droite de régression de pente légèrement inférieure à la droite météorique mondiale, intégrant les eaux au centre et à l'ouest de la dépression du Bornou, au centre et au nord de la dépression du Kadzell, ainsi que les eaux à proximité de la Komadougou Yobé ; et (b) un groupe représentant tous les puits localisés à proximité du lac Tchad, aligné selon une droite de pente plus faible qui suppose une reprise évaporatoire plus marquée.

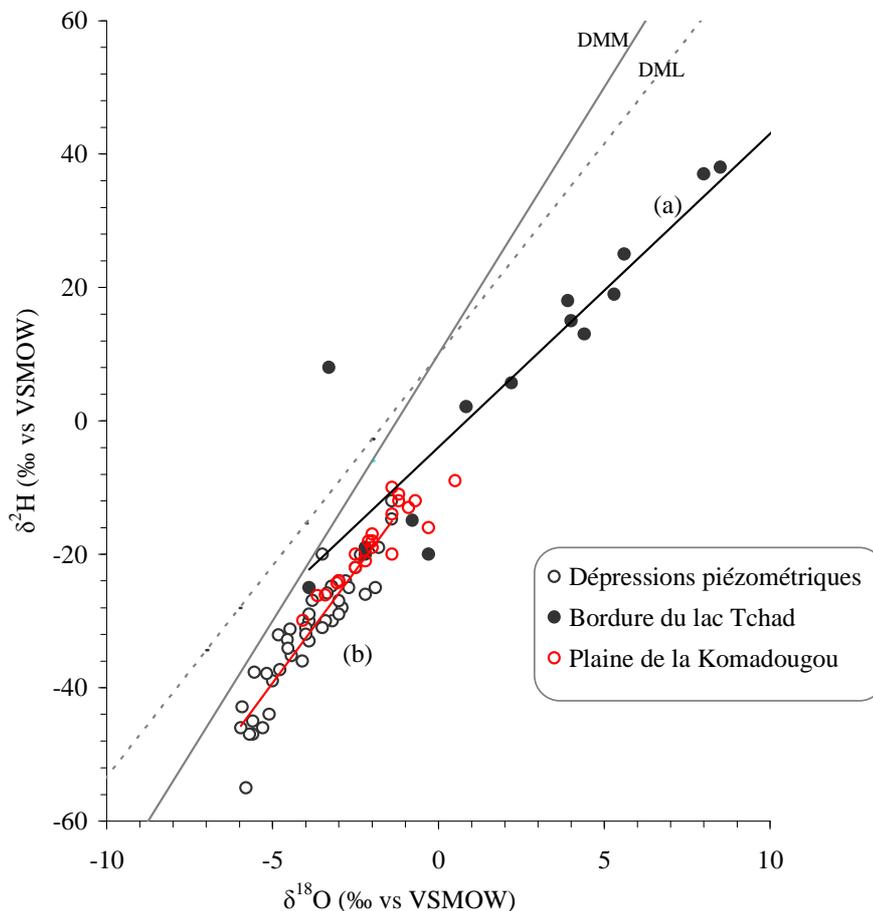


Figure 61 : Diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines (a) : $\delta^2\text{H} = 4,6 \delta^{18}\text{O} - 3,9$ droite de régression linéaire pour les eaux souterraines en bordure du lac Tchad ; (b) $\delta^2\text{H} = 6,9 \delta^{18}\text{O} - 6,4$ droite de régression linéaire pour les eaux souterraines en bordure de la Komadougou Yobé, au centre des dépressions piézométriques et au sud-ouest de la dépression du Bornou .

L'alignement des points sur le diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ affirme l'invalidité de l'hypothèse II sur l'origine des chlorures (évaporation des eaux de surface). En effet, du point de vue de la composition isotopique, la concentration des précipitations, de la Komadougou Yobé devrait s'accompagner d'un fort enrichissement en $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$ de l'eau résiduelle. Dans un tel diagramme, ce phénomène se traduit normalement par un éloignement de la composition isotopique originelle des eaux souterraines sur une droite de pente inférieure à 8 et par un excès en deutérium, défini comme l'écart à la DMM, de plus en plus élevé (Clark et Fritz, 1997). Aussi bien dans le Bornou que dans le Kadzell, cette évolution n'est pas perceptible pour la majorité des eaux qui se placent sous les droites météoriques et s'alignent parallèlement avec une pente de 7,69. Seuls les points localisés à proximité immédiate du lac Tchad montrent un comportement différent et marquent une reprise évaporatoire plus importante. S'il s'agit d'une évaporation de la frange capillaire de la nappe libre, le fractionnement isotopique s'effectuera dans l'eau interstitielle de la zone non saturée de l'aquifère lors du changement de phase de l'eau (Allison, 1982). Dans ces conditions, l'enrichissement isotopique n'est pas perceptible sur les eaux souterraines qui conservent alors leurs signatures isotopiques originelles.

II.3.1 Teneurs en isotopes stables dans les forages du Kadzell

Dans la plaine du Kadzell, une distinction a été faite entre les forages, crépinés sur une dizaine de mètres à des profondeurs variables sous le niveau statique et les puits, qui captent les premiers mètres saturés de l'aquifère.

Pour les trois couples puits/forage étudiés dans la dépression, nous observons une tendance unique : les forages sont légèrement plus appauvris isotopiquement et plus enrichis en chlorures (*figure 62*). La teneur moyenne en chlorures pour les 3 forages est égale à $1,59 \text{ meq.L}^{-1}$ alors qu'elle est égale à $0,81 \text{ meq.L}^{-1}$ pour les puits. Compte tenu de l'erreur analytique sur $\delta^{18}\text{O}$ ($\pm 0,1 \text{ ‰}$) une seule paire puits/forage (Kosseyri) se distingue par une différenciation nette du $\delta^{18}\text{O}$ avec $-1,9 \text{ ‰}$ et $-2,39 \text{ ‰}$ respectivement dans le puits et dans le forage. Pour le puits de Kosseyri, les analyses mettent en évidence une fluctuation saisonnière non négligeable des concentrations en Cl^- tandis que les signatures en $\delta^{18}\text{O}$ varient au maximum de $0,8 \text{ ‰}$. La représentativité chimique d'une unique mesure est donc discutable.

Les quatre paires de puits-forage échantillonnées en bordure de la Komadougou Yobé présentent peu de différences du point de vue de la minéralisation totale des eaux. Les concentrations moyennes des chlorures sont égales à $0,03 \text{ meq.L}^{-1}$ et $0,08 \text{ meq.L}^{-1}$ respectivement pour les forages et pour les puits (*figure 63*). Contrairement à la plaine du Kadzell, les teneurs en chlorures sont plus élevées dans les puits pour les quatre sites explorés. Cet excès peut être dû à des apports anthropiques (produits pour l'entretien des puits, pollution) ou atmosphériques (aérosols) ou encore à l'infiltration plus efficace et plus rapide des eaux météoriques en fin de saison des pluies (tous les prélèvements ont été effectués aux mois de septembre et d'octobre).

En bordure du lac Tchad, nous disposons de trois paires puits-forages. Elles se localisent très différemment par rapport au lac ; Baroua est à l'ouest, Blabrim au nord et Gadira dans la cuvette nord (*figure 64*). Les teneurs en Cl^- et en $\delta^{18}\text{O}$ diffèrent nettement pour chaque couple puits/forages. La corrélation entre ces deux éléments n'est pas explicite : alors qu'à Baroua,

Blabrim et Gadira, la valeur élevée en chlorures marque l'ouvrage à teneur en $\delta^{18}\text{O}$ la plus faible, à Bosso, on remarque l'inverse.

Les indices d'une stratification locale en bordure de la rivière et en bordure du lac Tchad seraient la résultante d'une recharge plus ou moins active par les précipitations ou par les eaux de surface. Les précipitations permettent le maintien de cette stratification qui finirait sinon de disparaître par effet de diffusion. Cette recharge n'est cependant pas aussi importante pour permettre un mélange vertical.

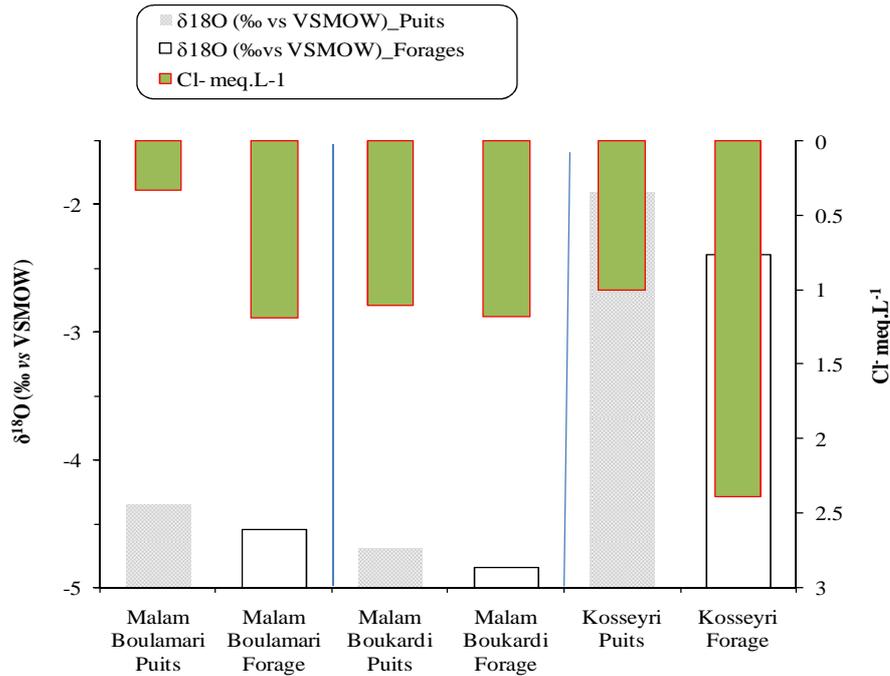


Figure 62 : Comparaison entre teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ et Cl^- dans les couples Puits/Forage de la plaine du Kadzell. Distances puits-forage : Malam Boulamari = 0,48km ; Malam Boukardi = 0,29km ; Kosseyri = 0,7km.

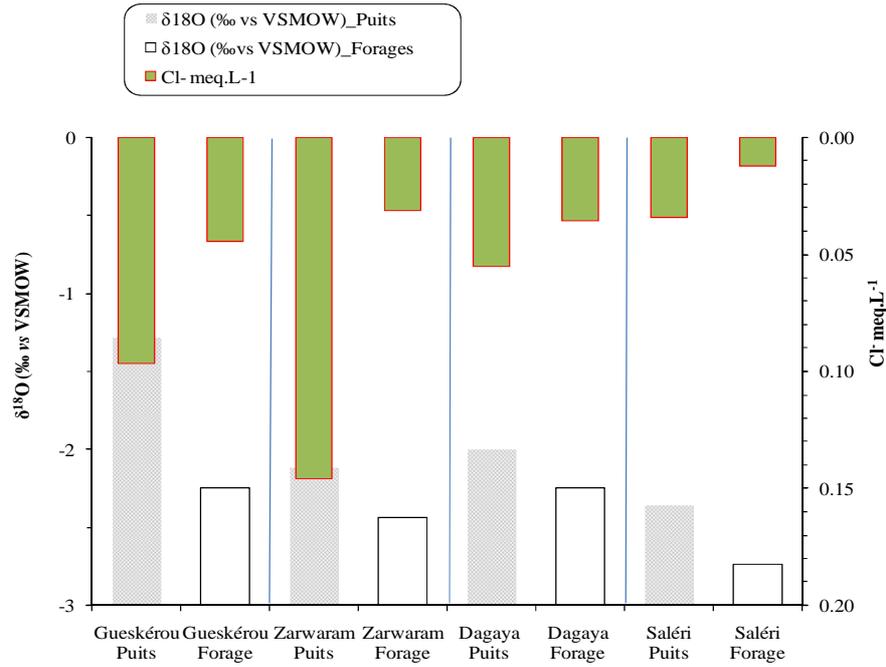


Figure 63 : Comparaison entre teneurs en $\delta^{18}O$ et Cl^- dans les couples Puits/Forage en bordure de la Komadougou Yobé. Distances puits-forage : Gueskéroù = 1,63km ; Zarwaram = 0,12km ; Dagaya = 0,05km ; Saléri = 0,03 km.

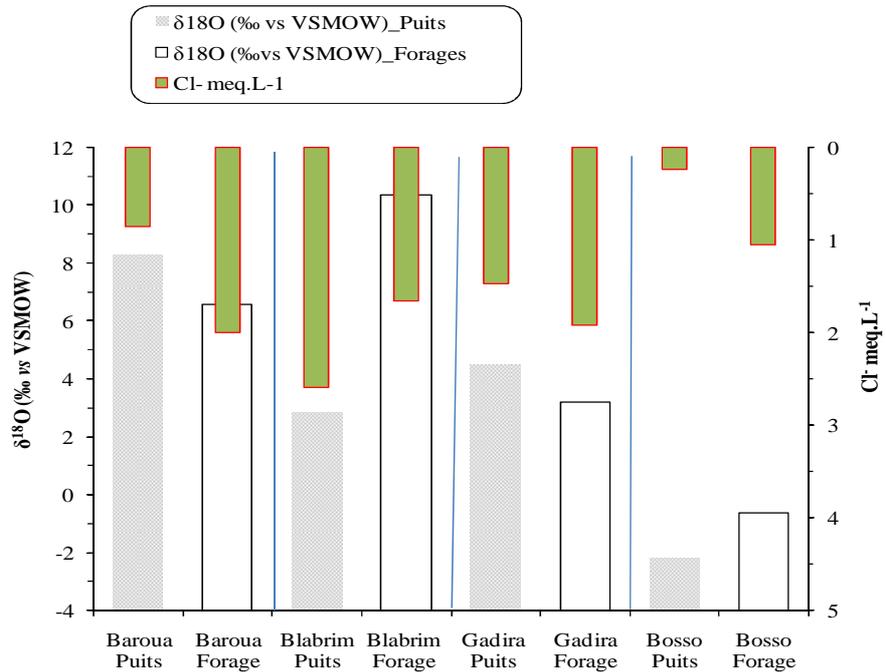


Figure 64 : Comparaison entre teneurs en $\delta^{18}O$ et Cl^- dans les couples Puits/Forage en bordure du lac Tchad. Distances puits-forage : Baroua = 0,08 km ; Blabrim = 0,52 km ; Gadira = 0,65 km ; Bosso = 0,09 km.

La grande variabilité spatiale de la composition chimique des eaux souterraines et l'absence d'une "tendance générale" de la distribution rend l'interprétation de ces quelques mesures en terme de stratification de la nappe libre, difficile. Ce nombre limité d'analyses est de représentativité statistique très restreinte. Notre étude montre plutôt une stratification locale et inhomogène. La nappe a un chimisme différent selon la profondeur et des gradients très différents selon les sites.

II.4 Origine des eaux et processus de recharge : Etudes des éléments chimiques conservatifs Cl^- et $\delta^{18}\text{O}$ suivant les directions des flux hydrodynamiques

II.4.1 Les lignes de flux Komadougou Yobé - centre des dépressions piézométriques : **distribution spatiale mitigée**

A proximité de la rivière, les eaux souterraines présentent des teneurs isotopiques qui varient de -3,69‰ à +0,5‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et de -22‰ à -9‰ pour $\delta^2\text{H}$. Ces valeurs appartiennent à la gamme de variations des teneurs isotopiques de la rivière et confirment une fois de plus l'infiltration active de la Komadougou Yobé vers la nappe libre en sa bordure.

Reportées sur un diagramme Cl^- vs. $\delta^{18}\text{O}$, les points situés sur les lignes de flux depuis la rivière vers le centre de la dépression du Bornou ne montre pas une unique voie d'évolution (*figure 65*). 2 points semblent marquer un mélange entre (a) un pôle faiblement minéralisé à teneurs isotopiques très variables influencé par la rivière et (b) un pôle chloruré et isotopiquement appauvri, au centre de la dépression. Il est difficile de préciser si l'eau au centre de la dépression représente un pôle pur ou si elle résulte elle-même d'un mélange. Le troisième point s'écarte complètement de la droite de mélange. Il est difficile de déterminer l'origine de sa composition isotopique. Il est probable qu'elle soit la marque d'une participation des précipitations.

Dans la plaine du Kadzell, on observe également une évolution plus ou moins mitigée selon l'emplacement de chaque point sur la carte piézométrique. Les points situés exclusivement au sud de la dépression et n'interceptant que des flux partant de la rivière s'éparpillent autour d'une droite de mélange entre des eaux influencées par la Komadougou Yobé et une eau au centre de la dépression. Par contre, les points placés sur des lignes de flux qui peuvent intercepter, en plus des eaux de la rivière, les eaux probablement influencées par les précipitations sur la plage de Sayam ou la plage de Maïné-Soroa à l'extrême ouest de la dépression piézométrique, présentent une position intermédiaire entre les précipitations et le centre de la dépression. En zone semi-aride, la sélection des plus fortes précipitations donc celles qui présentent des teneurs isotopiques faibles, pour la recharge est un processus commun (Gat, 1992, 1995). Sur notre zone d'étude, les pluies de juillet et août présentent les teneurs isotopiques les plus faibles ; ces mois correspondent aussi au cœur de la saison des pluies d'où les événements pluvieux sont les plus efficaces en terme de recharge. Sur l'année, la moyenne pondérée des précipitations des mois de juillet et août est de -3,5 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$. Cette valeur est plus élevée que les teneurs isotopiques de la majorité de ces eaux intermédiaires. Le processus de mélange avec l'eau appauvrie au centre de la dépression est sans doute l'origine de cette évolution.

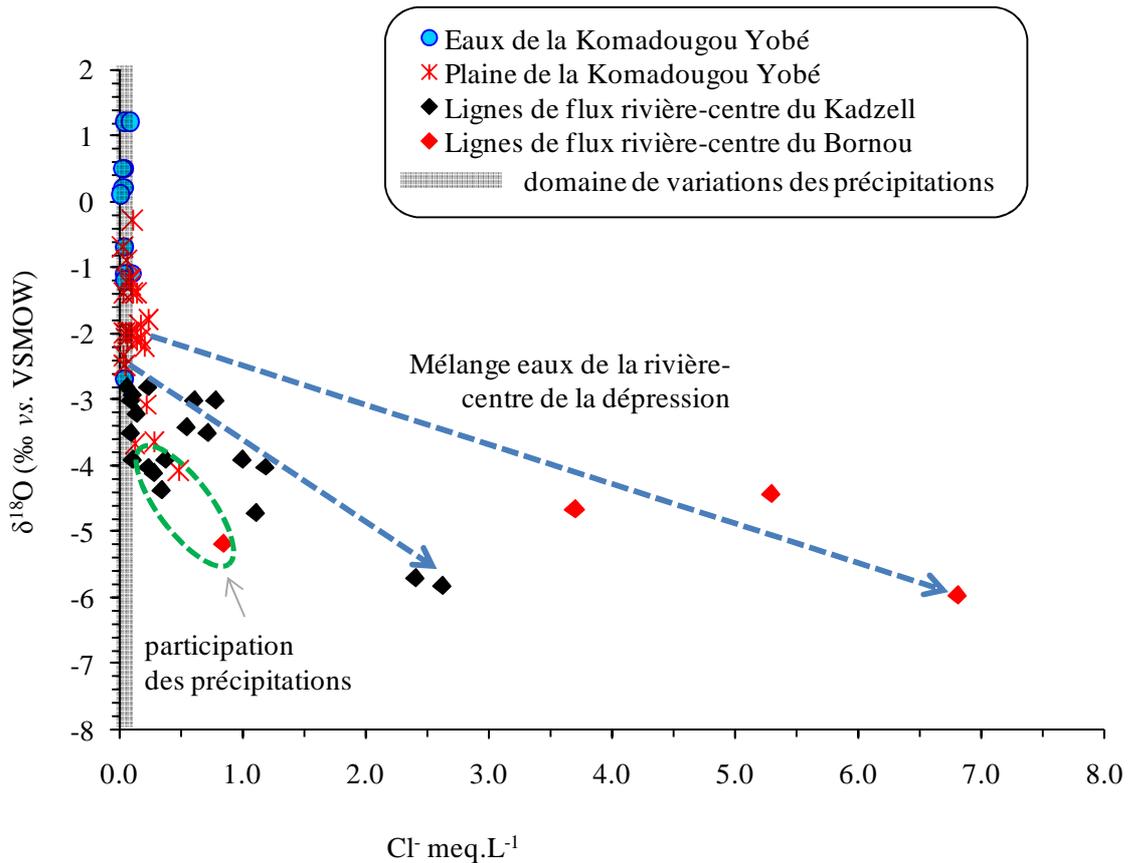


Figure 65 : $\delta^{18}\text{O}$ vs. Cl^- dans les eaux de la Komadougou Yobé et dans les eaux souterraines suivant la direction de flux rivière-centre de la dépression

II.4.2 Lignes de flux lac Tchad - centre des dépressions piézométriques : distribution spatiale non structurée

Reportées sur un diagramme $\delta^{18}\text{O}$ vs. Cl^- (figure 66 et 67), les eaux souterraines ne présentent pas une unique voie d'évolution aussi bien au Kadzell qu'au Bornou. Leur dispersion met en avant, une fois de plus, la forte hétérogénéité des processus de transfert de flux et de sels dans ce secteur de la nappe libre.

Nous ne disposons que d'une seule mesure simultanée des teneurs en chlorures et en O-18 dans la cuvette sud du lac. L'eau échantillonnée diffère de la cuvette nord de par sa composition isotopique beaucoup plus faible ($\delta^{18}\text{O} = +0,91\text{‰}$; $\delta^2\text{H} = +3,1\text{‰}$ par rapport à une moyenne de $\delta^{18}\text{O} = +8,3\text{‰}$; $\delta^2\text{H} = +32\text{‰}$ dans la cuvette nord). Cette mesure est effectuée au mois de novembre 2005 au moment où les eaux méridionales envahissent le sud-ouest du lac et entraînent la diminution de sa composition isotopique (Roche, 1980). Elle est largement inférieure à la médiane des teneurs isotopiques ($\delta^{18}\text{O} = +4,5\text{‰}$) observées en 1968-1969 par Roche (1980). Cette unique mesure est donc loin de représenter l'hétérogénéité spatio-temporelle de la cuvette sud du lac. A proximité du lac, au Bornou, aucun prélèvement ne présente des teneurs en Cl^- et en ^{18}O proches des eaux lacustres. Les eaux souterraines, y compris celles où une recharge récente est

prouvée par les analyses des teneurs en ^3H , ont des valeurs en Cl⁻ de plusieurs fois plus élevées que celles du lac et des signatures isotopiques variables mais plus appauvries que le lac Tchad ($-0,79\text{‰} < \delta^{18}\text{O} < +0,84\text{‰}$). Ces différences chimiques et isotopiques par rapport aux eaux du lac discréditent une infiltration massive et continue des eaux du lac Tchad le long de son rivage. Les eaux, plus minéralisées et isotopiquement plus appauvries que le lac pourraient avoir comme origine soit :

- (i) exclusivement pluviale ce qui semble peu probable vu leurs teneurs isotopiques qui ne se rangent pas dans la gamme des pluies les plus intenses susceptibles de s'infiltrer et des teneurs en ^3H relativement faibles ($5,2 \pm 0,6$ et $1,3 \pm 0,4$ U.T), même si nous tenons compte de la diminution des teneurs en tritium dans les précipitations depuis 1963,
- (ii) mixte entre une eau lacustre et une eau météorique qui se minéralise lors du lessivage des sels accumulés dans la zone non saturée comme cela a été supposé à partir des analyses de $\delta^{18}\text{O}$ et des teneurs en chlorures dans la borure orientale du lac Tchad (Fontes et al., 1969 ; Roche, 1980) ; la proportion des eaux lacustres est d'autant plus élevée que la composition isotopique des eaux l'est elle-même,
- (iii) une proportion d'eau lacustre qui se mélange à une eau ancienne chlorurée et isotopiquement appauvrie dont le pôle représentatif aujourd'hui est le centre de la dépression.

Sur les lignes de flux depuis le lac vers le centre de dépression, les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ varient dans une large gamme. La majorité des eaux sont plus appauvries isotopiquement que le lac Tchad. Un point situé à 50 km à l'ouest du lac marque l'unique exception du fait de sa teneur isotopique élevée ($+2,2\text{‰}$). Les eaux souterraines ont plutôt des teneurs isotopiques intermédiaires entre le lac et le centre de la dépression, ce qui pourrait mettre en avant un processus de mélange progressif entre les eaux lacustres et l'eau au centre de la dépression. Ce schéma n'est pourtant pas simple, vu l'évolution des teneurs en chlorures suivant cette ligne de flux. Le point dont la teneur en chlorures est plus élevée que celle du centre de la dépression présente une teneur en O-18 de l'ordre de $-4,78\text{‰}$. Ce puits est situé à près de 100 km du lac dans une zone qui, au moins du point de vue structure du sol (argileux et probablement hydromorphe), ne se prête pas à une infiltration massive des eaux de pluies. Sa composition isotopique semble s'accorder avec le processus de mélange mais sa forte teneur en chlorures suggère l'existence d'autres processus géochimiques qui interviennent dans sa minéralisation. En effet, ce point présente un rapport Cl⁻/(Na⁺ + k⁺) ~ 1 et des teneurs élevées en bore, strontium et lithium qui prouve la dissolution de minéraux évaporitiques.

Par ailleurs, 2 points présentent des teneurs en chlorures inférieures au centre de la dépression et s'écartent notablement d'une droite de mélange. Ces points sont proches géographiquement et ont des teneurs en O-18 homogènes ($-3,22$ et $-3,35\text{‰}$ vs VSMOW). Ils sont situés à proximité du lit de la rivière Yedseram et interceptent également les flux depuis El-Beid vers le centre de la dépression. De plus, la carte piézométrique de l'aquifère quaternaire dans les années 1960 tracée par PNUD-UNESCO-CBLT (1972) montre un dôme piézométrique d'un dénivelé de 20 m dans une zone assez étroite où se situent ces deux points. Ce dôme n'est plus perceptible dans la carte piézométrique actualisée (*figure 16*), probablement suite à une exploitation plus intense de la nappe libre après les années 1960, mais cela pourrait témoigner d'une certaine dynamique de la

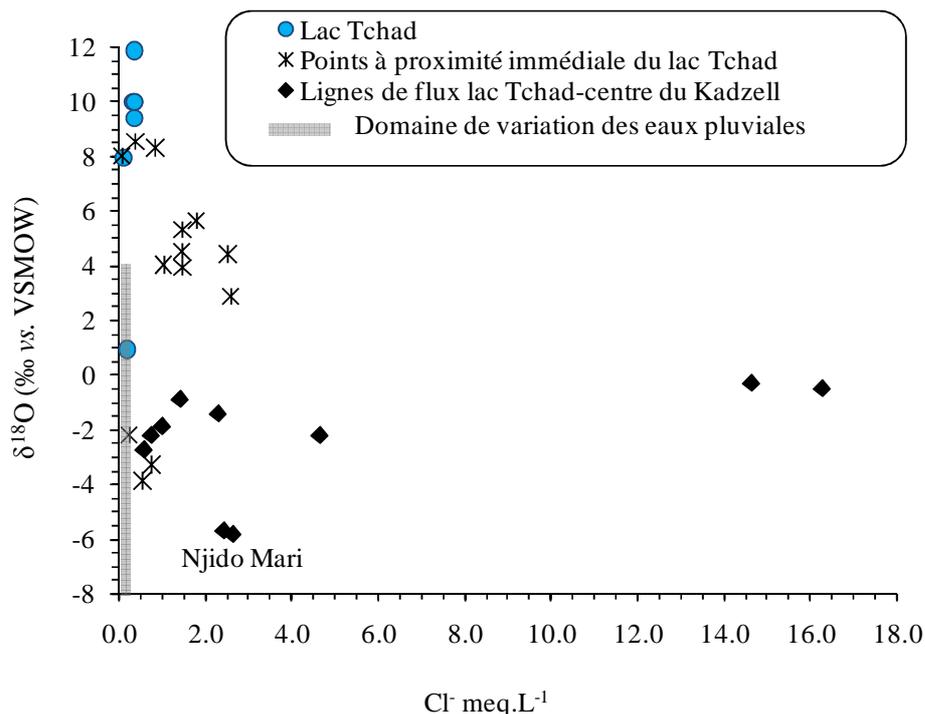


Figure 67 : Evolution des teneurs en $\delta^{18}O$ vs. Cl^- dans les eaux souterraines suivant une ligne de flux lac Tchad-centre de la dépression piézométrique du Kazzell.

L'influence des eaux lacustres et l'uniformité de leur intrusion dans la nappe libre sont difficiles à préciser. La frange d'intrusion dépend probablement des variations lithologiques des formations quaternaires et de la morphologie des côtes lacustres. Aussi bien au Bornou qu'au Kazzell, la faible corrélation entre les deux traceurs $\delta^{18}O$ et Cl^- discrédite l'hypothèse d'un mélange simple comme le laisse penser la piézométrie, et prouve la complexité des processus de transfert d'eau et de sels dans ce secteur de la nappe libre. L'infiltration des eaux lacustres vers la nappe n'est pas uniforme le long du rivage du lac. Aussi, les points en aval ne montrent pas une voie unique d'évolution. On observe, d'une part un alignement de certains points qui rappelle un mélange entre des eaux lacustres et une eau chlorurée et appauvrie isotopiquement au centre de chaque dépression ; d'autre part, un écartement total d'une tendance explicite pour certains points. L'impact du lac sur les eaux souterraines de la nappe libre semble tout de même évident. Un échantillonnage plus dense permettra de clarifier d'avantage les relations entre le lac et la nappe libre sur les processus annexes, notamment le rôle des précipitations dans la recharge.

Dans la région de Kanem, Fontes et al. (1969) estime que la participation du lac à l'alimentation de la nappe libre n'est pas perceptible au-delà d'une zone littorale réduite où les teneurs isotopiques s'apparentent assez avec celles du lac, tout en étant plus homogènes. Alors que les eaux du lac présentent la marque d'une évaporation importante dans leur composition isotopique, les eaux de la partie superficielle de la nappe phréatique semblent être d'origine météorique. Roche (1980) et Carmouze (1976) rejoignent aussi les conclusions isotopiques de Fontes et al. (1969) qui préconisaient une faible participation du lac à la recharge de l'aquifère, cette recharge s'effectuant principalement par imprégnation saisonnière plutôt que par un écoulement continu.

La présence d'eaux avec des faibles teneurs isotopiques et des conductivités beaucoup plus élevées que le lac Tchad traduisent la contribution actuelle limitée du lac vers la nappe.

II.4.3 Lignes de flux dune-centre des dépressions piézométriques : distribution spatiale structurée

Les teneurs en O-18 des points situés au niveau des cordons sableux bordant les dépressions piézométriques au nord du Kadzell et sud-est du Bornou sont comprises entre -2,55 ‰ et -5,6 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$ et -22 ‰ et -47 ‰ pour $\delta^2\text{H}$. Elles appartiennent donc à la gamme de variation des teneurs isotopiques des précipitations locales. Reportées sur un diagramme $\delta^{18}\text{O}$ vs. Cl^- (figure 68), ces eaux marquent nettement un mélange entre (a) un pôle faiblement minéralisé à teneurs isotopiques proches des précipitations et (b) un pôle chloruré et isotopiquement appauvri, au centre des dépressions piézométriques.

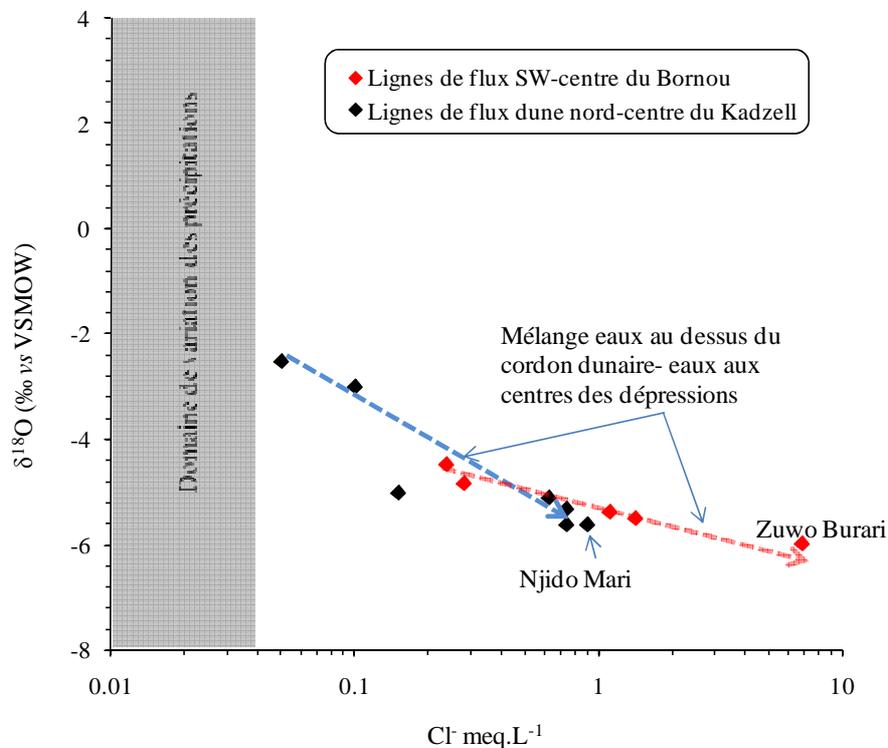


Figure 68: Evolution des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ vs. Cl^- dans les eaux souterraines suivant une ligne de flux dunes-centres des dépressions piézométriques

II.5 Origines des fortes concentrations des chlorures aux centres des deux dépressions

Au Niger, les fortes concentrations en chlorures au centre de la dépression piézométrique ont été interprétées comme la résultante possible de deux hypothèses à contextes paléo-hydrologiques différents (Gaultier, 2004):

- Un paléolac Tchad recouvrant la plaine du Kadzell qui a rechargé massivement l'aquifère ; les conditions climatiques humides ont limité l'évaporation et ont permis de

garder une signature isotopique appauvrie. Les teneurs en chlorures peuvent provenir de la dissolution de sels accumulés lors de la phase aride du Kanémien (20 000-12 000 ans B.P.). Cette hypothèse s'appuie également sur la similitude des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ déduites à partir des carbonates lacustres de la région ($\delta^{18}\text{O} = -5$ à -3 ‰ (Gasse, 2002)) et les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines de la nappe libre au centre de la dépression piézométrique ($\delta^{18}\text{O} = -5,8$ ‰). La profondeur du lac aurait été telle que l'évaporation n'aurait pas influencé suffisamment sa composition isotopique. La signature $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{eq}}$ de ce paléolac pouvait être comprise entre -7 ‰, sans activité photosynthétique, et -19 ‰, en présence d'une activité (Fontes et Gasse, 1991). La teneur en $^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{eq}}$ de l'eau chlorurée se trouve dans cette gamme de variation (Gaultier, 2004).

- Une recharge massive vers la nappe libre à partir des précipitations abondantes qui auraient lessivé les dépôts évaporitiques formés lors des phases arides antérieures, expliquant la signature élevée en chlorures et la signature isotopique appauvrie. Par contre, la signature en ^{13}C du CITD (Carbone Inorganique Total Dissout) semble élevée pour un tel scénario (Gaultier, 2004). La végétation était plus dense qu'aujourd'hui, de type soudanienne (Lézine, 1989), la signature en $^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ biogénique devait alors approcher celle des plantes de type C3 (de -22 à -33 ‰). Il est possible qu'une équilibration partielle du $\delta^{13}\text{C}$ du CITD avec le CO_2 atmosphérique explique cet enrichissement (Fontes et al., 1991).

Au Bornou, nous ne disposons que de trois mesures des $\text{A}^{14}\text{C}-\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ dans les eaux souterraines ce qui nous empêche de vérifier ces hypothèses. Les 3 mesures des A^{14}C sont égales à $17,25 \pm 0,13$ pCm à Zuwo Burari (le centre de la dépression) ; $78,88 \pm 0,32$ pCm à Gasrawa et $89,25 \pm 0,35$ à Kuda Lawanti situés entre le lac Tchad et le centre de la dépression. Les teneurs en $\delta^{13}\text{C}$ sont de $-11,17$, $-7,09$ et $-7,94$ ‰ vs PDB respectivement dans les trois puits.

Sous l'influence de l'excédent évaporatoire, les eaux se concentrent selon deux modes : (i) une évaporation ; les eaux lacustres s'évaporent à l'air libre et déposent leurs sels généralement selon une zonation centripète (plus ou moins vérifiée) due aux solubilités respectives des différents sels, les plus solubles étant concentrés au centre lorsque l'extension lacustre est la plus restreinte. Les chlorures précipitent en dernière phase de la concentration évaporatoire (Carmouze, 1976) (ii) une évaporation capillaire dans les sédiments argileux ou argilo-diatomiques qui a lieu une fois la totalité d'eau lacustre évaporée ; les sels se déposent soit sous forme d'efflorescences à la surface des sols, soit à l'intérieur du sédiment lui-même. Le sédiment ou le sol ne sont pas de simples supports inertes et leur niveau d'organisation induit une nouvelle évolution géochimique (altération du signal chimique).

On constate que la teneur en Cl^- dans le centre de la dépression du Bornou ($11,2$ meq.L $^{-1}$) est beaucoup plus élevée que celle dans le centre de la dépression du Kadzell ($2,8$ meq.L $^{-1}$). De même les rapports ioniques entre éléments majeurs et chlorures ainsi qu'entre éléments en trace et chlorures sont remarquablement différents dans les centres des deux dépressions (tableau 2). Ils sont aussi différents des rapports ioniques des eaux lacustres actuelles. Par contre, l'écart relatif entre les teneurs en SiO_2 dans le centre du Bornou ($122,6$ mg.L $^{-1}$) et dans le centre du Kadzell

(113,89 mg.L⁻¹) est faible par rapport aux écarts relatifs entre les autres éléments majeurs et en trace.

Tableau 2 : Rapports ioniques et teneurs en O-18 et D dans les eaux aux centres des dépressions piézométriques

	Ca/Cl	Mg/Cl	Na/Cl	K/Cl	HCO ₃ /Cl	SO ₄ /Cl	SiO ₂ /Cl	δ ¹⁸ O (‰ vs. VSMOW)	δ ² H (‰ vs. VSMOW)
Dépression du Kadzell	1,53	0,37	3,32	0,26	2,15	1,54	0,74	-5,80	-55
Dépression du Bornou	2,24	0,82	2,61	0,14	0,28	4,60	4,60	-5,96	-46

Cependant, la similitude des teneurs en isotopes stables dans les centres des deux dépressions (δ¹⁸O et δ²H) suggère que l'alimentation de la nappe dans ces deux secteurs a eu lieu dans des conditions climatiques similaires. Si un Mégalac avait rechargé les deux plaines, son signal chimique serait altéré par la présence d'évaporites accumulées suite à une longue phase aride. Par contre, le signal isotopique est conservé.

Les différences entre les teneurs en éléments en trace et majeurs dans les deux dépressions sont probablement dues aux propriétés géomorphologiques de la plaine du Bornou et l'ampleur de l'emprise éolienne par rapport à celle du Kadzell qui auraient favorisé une genèse évaporitique plus importante. Une autre hypothèse envisageable serait une intrusion plus importante des eaux de la rivière ou des précipitations dans le Kadzell. L'eau au centre du Kadzell représente alors plutôt un mélange entre une eau originelle plus chlorurée et des eaux douces (rivière/pluies). L'eau au centre du Bornou serait plus proche d'un pôle chloruré pur. Notons que les activités du C-14 sont largement différentes (26 pCm à Njido Mari et 17,26 pCm à Zuwo Burari) ainsi que les teneurs δ²H.

II.6 Conclusion

Les teneurs en isotopes stables des eaux souterraines sont comprises entre -5,96 et +2,2 ‰ en δ¹⁸O et -55 et +5,7‰ en δ²H. Dans un diagramme δ²H vs. δ¹⁸O, toutes les eaux souterraines se placent sous les droites météoriques, mondiale et locale, l'influence de l'évaporation est donc significative sur la signature isotopique de la recharge vers la nappe. Les eaux souterraines en bordure de la Komadougou Yobé présentent les mêmes caractéristiques isotopiques que la rivière, signe d'une recharge active. Les teneurs les plus faibles se situent aux centres des deux dépressions avec : δ¹⁸O=-5,96 ‰, δ²H=-46 ‰ au centre du Bornou et δ¹⁸O=-5,8 ‰, δ²H=-55‰ au centre du Kadzell. Les corrélations entre Cl⁻ et ¹⁸O ont permis de confirmer le processus de mélange entre les eaux actuelles de recharge et une eau chlorurée et isotopiquement appauvrie aux centres des deux dépressions.

En bordure du lac Tchad, la dispersion des teneurs isotopiques est très élevée. L'impact de l'évaporation y est particulièrement perceptible (+0,8‰) avec des signatures δ¹⁸O élevées en raison d'un contact prolongé des eaux lacustres avec l'atmosphère sous-saturée (+6,9 ‰). En

s'éloignant du rivage, on observe une diminution des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ qui indique une proportion d'eau du lac décroissante vers les centres des deux dépressions piézométriques. Certains points présentant des teneurs en O-18 basses et des conductivités plus élevées que le lac suggèrent la participation d'eau de pluies, chargées en sels lors du lessivage de la zone non saturée et isotopiquement peu évaporées. Ces résultats traduisent la contribution actuelle limitée du lac vers la nappe, en accord avec les conclusions précédemment émises sur sa bordure est et sud-est (Fontes et al., 1969 ; Djoret, 2000 ; Gaultier, 2004). Les eaux en bordure du lac Tchad représentent un système distinct dont les processus géochimiques sont principalement régulées par (i) la convection densitaire des eaux lacustres évaporées (à des échelles de temps géologiques) (ii) l'infiltration des précipitations et (iii) la dissolution des évaporites recensées aux alentours du lac.

La grande hétérogénéité spatiale des données chimiques (Cl et minéralisation totale) et isotopiques de la nappe (^{18}O , ^2H) souligne de faibles gradients hydrauliques et d'importantes disparités hydrodynamiques au sein de ce réservoir quaternaire, comme elle met en avant la complexité des mécanismes régissant le transfert des flux entre eau de surface-eau souterraine. Comprendre et modéliser l'hydrodynamique de l'aquifère en régimes permanent et transitoire (depuis le retrait du Mégalac Tchad) est donc d'une grande importance.

Partie III

Modélisation

hydrodynamique de

l'aquifère quaternaire

Chapitre I

Développement du modèle conceptuel

I.1 Introduction

L'objectif de ce chapitre est de développer un modèle hydrogéologique conceptuel qui intègre toutes les données disponibles sur les propriétés structurales de l'aquifère et qui permet une bonne simulation de sa dynamique aux états stationnaire et transitoire. Ce chapitre complète donc la description concise de l'aquifère quaternaire présentée dans la première partie de ce mémoire. Nous définissons un état stationnaire de la nappe libre qui servira de piézométrie de référence comme nous présentons l'extension latérale et longitudinale du réservoir et ses propriétés hydrodynamiques.

I.2 Piézométrie

I.2.1 Définition d'un état stationnaire

Dans le BLT, les mesures piézométriques sont rarement collectées avec un pas de temps suffisant pour appréhender la dynamique de la nappe phréatique. Les études hydrogéologiques effectuées à une échelle régionale (Greigert, 1979 ; Leduc-PNUD, 1991 ; Gaultier, 2004) ont noté des fluctuations peu importantes de la nappe libre face à des changements climatiques de moyenne ampleur. Mis à part la remontée piézométrique de 5 m dans les Koramas au sud de Mouni reportée par Greigert (1979) à la fin des années 1940, les perturbations ne sont perceptibles qu'à une échelle locale en bordure de la cuvette nord du lac Tchad et à proximité immédiate du réseau hydrographique. Elles s'estompent à quelques kilomètres du rivage (Partie I, Chapitre II). Aucune tendance généralisée n'a été décelée après l'installation de la rupture pluviométrique, ni même après le retour à des conditions plus humides au début des années 1990 et 2000 (Niel et al., 2005). Au niveau des plaines du Kadzell et du Bornou, la faible perméabilité horizontale de l'aquifère quaternaire et la profondeur de la nappe libre suggèrent une réponse très lente de la nappe à des variations climatiques de moyenne ampleur.

Dans certaines zones telles que la région des cuvettes à l'est de Mainé-Soroa et en bordure de la Komadougou Yobé, la forme générale des écoulements est perturbée par des phénomènes hydrogéologiques locaux qui limitent l'interprétation des variations piézométriques (percolation des eaux pluviales puis leur redistribution au sein de la nappe libre dans la zone des cuvettes,

fluctuation saisonnière des niveaux piézométriques à proximité de la rivière) mais, les perturbations hydrodynamiques s'amortissent à une distance inférieure à 5 km pour la rivière et elles ne dépassent pas quelques dizaines de centimètres au centre des cuvettes (Gaultier, 2004 ; Partie I, Chapitre II).

Malgré le fait que les données piézométriques dont nous disposons appartiennent à des séries temporelles diverses, il s'est avéré nécessaire de les intégrer toutes pour combler l'hétérogénéité de leurs couvertures spatiales et approcher au maximum le profil réel de la nappe phréatique. Ce choix est justifié d'une part par l'absence de variations piézométriques importantes, généralisées et susceptibles de modifier significativement le schéma des écoulements et d'autre part par l'échelle temporelle de notre étude qui relativise les variations piézométriques de faibles amplitudes.

I.3 Configuration du réservoir

I.3.1 Choix des limites du modèle

La zone modélisée est bornée par les limites géologiques naturelles du Quaternaire au nord, au sud et à l'ouest. Ces limites sont représentées soit par des flux nuls, soit par des flux imposés équivalents aux déversements éventuels des nappes frontalières. Les calculs de ces débits sont détaillés ci-dessous. A l'est, la limite du modèle est définie par une ligne fictive perpendiculaire aux isopièzes 350-340-330 et 320 m. Elle correspond donc à un flux nul. Une incertitude pèse évidemment sur l'emplacement de cette limite, vu la rareté relative des mesures piézométriques qui nous ont permis de tracer la courbe piézométrique au nord de l'aquifère. Au sud-est, le modèle est délimité par la rivière intermittente El-Beïd. Lors de nos campagnes de mesures piézométriques, nous n'avons pas eu la possibilité d'explorer la piézométrie de la nappe libre à proximité de cette rivière. La forme des isopièzes n'est pas claire dans la carte piézométrique du PNUD-FAO-CBLT (1973) mais nous pensons qu'il est peu probable qu'une connexion hydraulique permanente existe entre El-Beïd et la nappe libre. Cependant, faute de données précises, nous représentons cette rivière par une limite à potentiel imposé linéairement décroissant en direction du lac Tchad.

I.3.2 Le mur de l'aquifère

La puissance de l'aquifère quaternaire est évaluée à partir des coupes de forages profonds traversant la totalité des formations superficielles et atteignant, voire dépassant, la couche argileuse pliocène qui les sépare de l'aquifère pliocène sous-jacent. Le mur est le sommet de cette couche argileuse, repérable généralement par son épaisseur (qui excède 100 m dans la majorité des profils) et par sa couleur, grise ou verte, plus foncée en profondeur. Les terrains rencontrés depuis la surface jusqu'à cette couche sont considérés comme quaternaires et la série argileuse sous-jacente ainsi que le niveau aquifère profond sont considérés pliocènes. Cette approximation est largement suffisante dans le cadre d'une étude hydrogéologique de la région (Leduc-PNUD, 1991).

Les descriptions lithologiques sont souvent assez détaillées dans les fiches des forages. Cependant, il n'est pas toujours aisé de définir une profondeur précise du passage des formations quaternaires à l'imperméable pliocène. Dans certains cas, la délimitation du mur de l'aquifère est délicate. L'origine continentale des formations plio-quaternaires entraîne de nombreuses variations de faciès aussi bien latérales que verticales qui ne facilitent pas la détermination de l'épaisseur du réservoir.

- **Au Niger**

La campagne de forage pour l'exploitation de la nappe du Pliocène lors du programme Balakhany entre 1962 et 1966 a fourni des descriptions lithologiques détaillées des formations superficielles du Quaternaire et a ainsi permis une approximation de l'altitude du substratum. Une première analyse critique de ces descriptions est présentée dans la synthèse de Leduc-PNUD (1991). Dans l'ensemble, le mur plonge vers le lac et l'axe du rift. A l'ouest de la région de Diffa, entre Goudoumaria et Gouré, quelques pointements cristallins interrompent la régularité relative des dépôts quaternaires. Dans la région de Djajiri, le socle qui représente alors le mur se situe à environ 50 m de profondeur à quelques kilomètres de ces affleurements. Plus à l'est, l'épaisseur du Quaternaire augmente pour atteindre 130 m dans la zone de Goudoumaria avant de décroître jusqu'à 50 m environ aux abords de Gouré. A Maïné-Soroa, les niveaux sableux quaternaires les plus bas sont repérés entre 65 et 94 m de profondeur. Du sud au nord, le mur quaternaire remonterait, en pente faible, jusqu'à un seuil à 300 m d'altitude environ, entre les massifs gréseux de Termit et d'Agadem (Leduc-PNUD, 1991). Vers le nord, le relèvement est progressif, alors qu'il est plus abrupt vers l'ouest. L'augmentation de l'épaisseur du réservoir vers le lac est cohérente avec la notion de subsidence croissante vers le centre du bassin sédimentaire.

- **Au Nigeria**

Les coupes lithologiques et les informations stratigraphiques sont beaucoup plus nombreuses au Nigeria, où l'exploitation de l'aquifère pliocène est plus développée qu'au Niger. L'essentiel des données est extrait du rapport de Barber (1965) dans lequel sont décrites plus de 200 coupes lithologiques effectuées de 1956 à 1962, majoritairement sur des forages Balakhany. Ces coupes présentent une très grande variabilité de faciès, avec dans de nombreux cas des différences notables entre deux points assez proches. Les corrélations stratigraphiques deviennent plus ambiguës aux alentours de la ville de Maïduguri et en allant vers le Sud. La série argileuse du Pliocène est quasiment absente dans certains endroits et le Quaternaire repose directement sur le Continental Terminal (la zone de Bama Ridge et aux alentours de Maiduguri). D'une manière générale, les altitudes sont cohérentes avec celles du Kadzell.

La représentation finale de la morphologie du mur intègre toutes ces données. D'après la répartition des données, l'altitude moyenne du mur est de 220 m et des extremums compris entre 320 m sur la limite est de l'aquifère et 170 m en bordure du lac Tchad (*figures 69-70-71*). Dans la partie centrale de la nappe phréatique, l'altitude du mur de l'aquifère est assez constante aux alentours de 220-230 m.

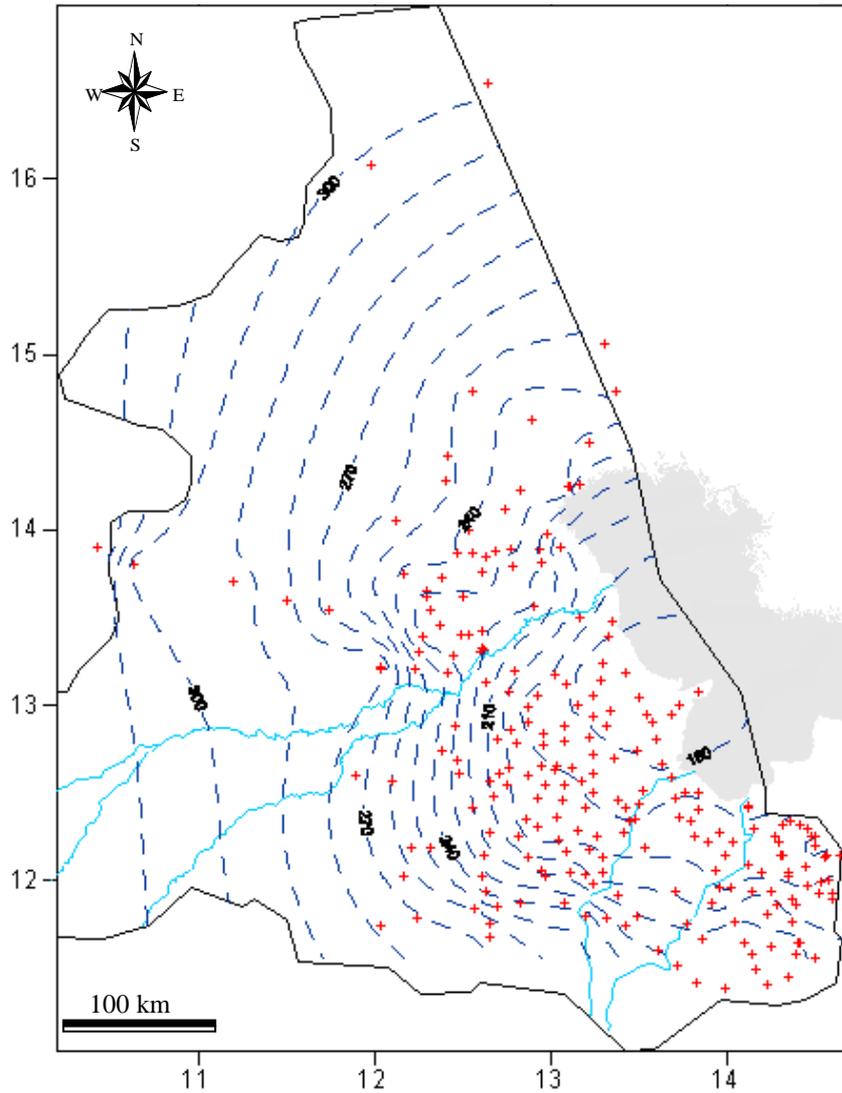


Figure 69: Cartographie du mur de l'aquifère quaternaire dans la zone étudiée

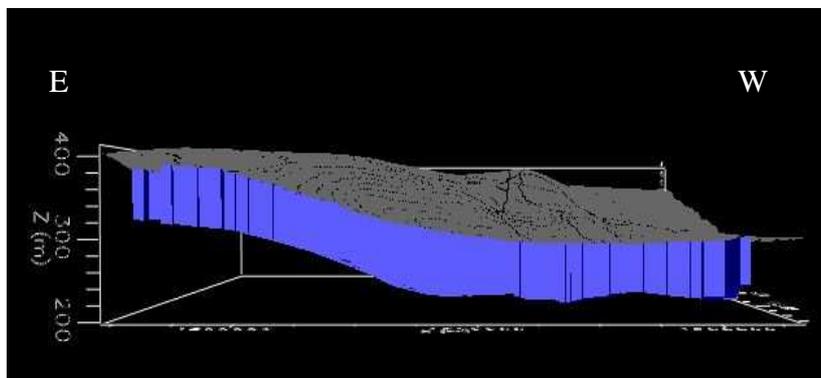


Figure 70 : Configuration de l'aquifère quaternaire dans le modèle hydrodynamique (coupe Est-Ouest). Interpolation par krigeage.

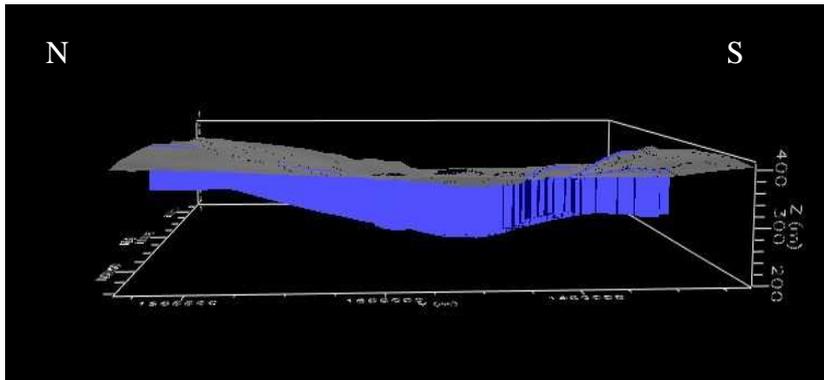


Figure 71 : Configuration de l'aquifère quaternaire dans le modèle hydrodynamique (coupe Nord-Sud). Interpolation par krigeage.

I.3.3 Le toit de l'aquifère

Malgré la fréquence relative des niveaux silteux à proximité de la surface, il semble peu probable qu'ils puissent jouer un rôle hydraulique important. L'aquifère est considéré libre sur l'ensemble de la zone étudiée. Le toit correspond donc au niveau du sol. En considérant l'incertitude sur les altitudes, la topographie de la zone d'étude est relativement monotone avec une lente décroissance des altitudes depuis le nord et depuis le sud jusqu'à la ligne de rivage du lac (à environ 282m). Le contraste topographique majeur est la ride (paléorivage du Mégalac Tchad) qui domine les plaines du Kadzell et du Bornou d'une dizaine de mètres.

I.3.4 Discrétisation

La densité et la précision des points d'observation et des paramètres hydrodynamiques ne nous permettent pas de définir une discrétisation spatiale fine. Les mailles les plus réduites sont des carrés de 25 km² dans les plaines du Kadzell et du Bornou, en bordure de la Komadougou Yobé et du lac Tchad. Dans ces zones, la dynamique de la nappe est complexe du fait de l'interaction avec le réseau hydrographique et de la présence des dépressions piézométriques. Sur le reste de l'aquifère, où les données sont peu nombreuses et les phénomènes hydrodynamiques amples et relativement simples, les mailles varient entre 50 et 100 km² et sont soit carrées soit rectangulaires.

L'incertitude sur le niveau piézométrique, induite par le maillage, est à prendre en considération dans le calage final. La variation du niveau piézométrique sera fonction du gradient piézométrique de la nappe. Sur une maille de 5 km de côté et avec un gradient moyen de 0,1%, la variation piézométrique sera au maximum de 5 m.

I.3.5 Paramètres hydrodynamiques

I.3.5.1 Transmissivité/Perméabilité

Dans le département de Diffa, peu de puits et de forages ont fait l'objet d'essais de pompage. Nous ne disposons que d'une vingtaine de valeurs de transmissivités, obtenues lors de différents programmes internationaux de développement (Balakhany, 1971, OFEDES, 1983-1988-1989 et FORACO, 1985-1987). Les pompages ont été exécutés dans des zones d'étendue réduite : en bordure de la Komadougou Yobé, à proximité de Diffa et de Dagaya et à Goudoumaria dans les cuvettes du Manga. Ils sont tous effectués sur des forages captant la nappe phréatique pour l'irrigation. L'épaisseur crépinée est comprise entre 14 m et 51,4 m. Pour un aquifère d'une puissance moyenne de 80 m, la mesure de la transmissivité à partir de ces seules mesures ne peut qu'être compliquée, d'autant plus que la durée de l'essai n'excède pas 6 heures. Le pompage n'intéresse donc qu'un faible volume de l'aquifère.

Les valeurs de transmissivité sont comprises entre $10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ à Dagaya et à Goudoumaria et $2,8 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ à Assaga. La transmissivité médiane est de $6,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Une grande variabilité des résultats est observée en bordure de la rivière, ce qui confirme la représentativité locale de ces valeurs. Les pompages les plus en aval (villages appartenant à la région de Bosso) se démarquent quand même par des résultats plus homogènes et plus faibles, avec une moyenne de $4,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Les pompages dans la région de Diffa sont plus hétérogènes. Les conditions de mesures, très différentes selon les foreurs FORACO ou OFEDES, ainsi que l'équipement de chaque forage peuvent en être l'explication. A Goudoumaria, où les essais de pompages sont tous exécutés par OFEDES, les transmissivités mesurées sont les plus faibles avec une valeur moyenne de $6,7 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Elles sont également très hétérogènes, un facteur 10 peut exister entre deux valeurs. Ces valeurs traduisent des caractéristiques médiocres qui ne peuvent pas être représentatives de l'aquifère (*figure 72*).

Au Nigeria, nous disposons de 30 valeurs de transmissivité issues d'essais de pompage effectués par WARDROP Engineering (1993) sur des forages construits dans le cadre des projets BOSADP et YOSADP (Borno State Agricultural and Rural Development Project et Yobe State Agricultural and Rural Development Project). Malheureusement, nous ne disposons pas des profondeurs exactes des horizons crépinés. Les essais varient entre 6 et 24 heures. La distribution spatiale des mesures est très hétérogène ; les essais de pompages sont exécutés aux environs de Maiduguri et dans la plaine alluviale de la Komadougou Yobé et de la Komadougou Gana. 10 valeurs de transmissivité sont également reportées dans les travaux de Miller et al. (1968), elles ne concernent que des forages aux alentours de Maiduguri et de Baga (en bordure du lac Tchad).

Les transmissivités mesurées varient dans une très large gamme : entre $6,3 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ à Maiduguri et $1,3 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ à Damboa (*figure 75*). La transmissivité médiane est de $2,12 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$. Aux environs de Maiduguri, un facteur 20 peut exister entre deux essais, l'extrême variabilité lithologique de l'aquifère quaternaire dans cette région peut expliquer ces différences, mais aussi les conditions d'exécution différentes des essais de pompages.

Considérant une épaisseur saturée variant de 30 à 120 m sur la zone d'étude, les perméabilités peuvent être évaluées à partir des données disponibles entre $2 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ et $5,5 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$.

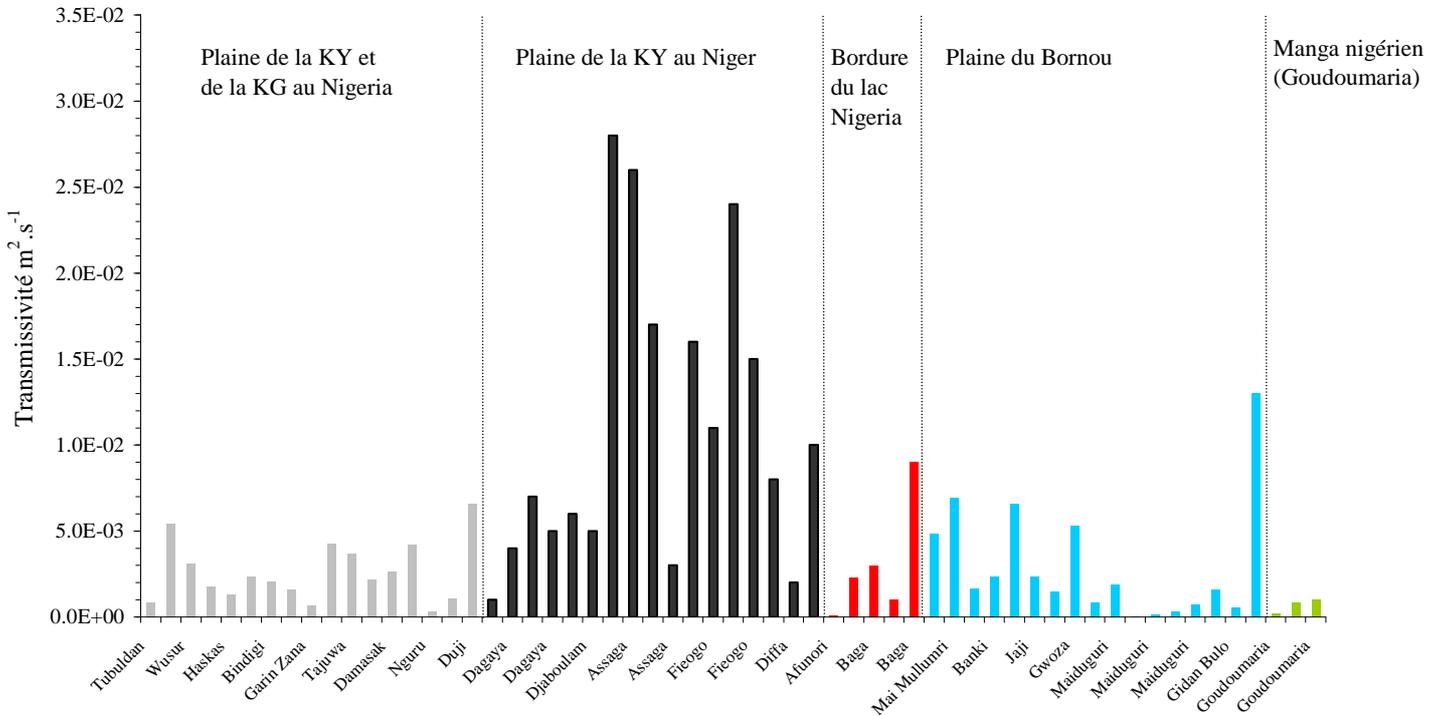


Figure 72 : Répartition des transmissivités issues des essais de pompes (Miller et al., 1968 ; OFEDES, 1983-1988-1989 ; FORACO, 1985-1987, WARDROP, 1993)

Les mesures effectuées aux alentours de Diffa et de Dagaya au Niger sont plus élevées que celles dans la plaine alluviale de la Komadougou Yobé et de la Komadougou Gana au Nigeria. La dispersion des mesures est tout de même très élevée dans les deux cas ($T_{\text{moyenne}} = 2,8 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et $\sigma = 1,9 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour la plaine de la Komadougou Yobé au Nigeria ; $T_{\text{moyenne}} = 1,1 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ et $\sigma = 8,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$ pour la plaine de la Komadougou Yobé au Niger).

I.3.5.2 Débits spécifiques

Au Niger, à l'opposé des mesures des transmissivités, des essais de débits ont été réalisés sur une grande partie des puits et des forages. Les débits spécifiques, définis lors des essais de pompage, s'échelonnent entre $0,9$ et $19,2 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}.\text{m}^{-1}$, avec une distribution spatiale très hétérogène (figure 73). Les tendances dans la distribution des valeurs sont difficilement décelables. Au Nigeria, 27 valeurs de débits spécifiques sont extraites des travaux de Barber (1965) et du rapport du Federal Ministry of Agriculture (1971-1972), dont 14 effectués sur des forages aux alentours de la ville de Maiduguri. Les débits spécifiques varient entre $0,3$ et $6,4 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}.\text{m}^{-1}$. 85% des débits spécifiques appartenant à l'intervalle $[0-1]$ sont mesurés sur les forages de Maiduguri. Ces valeurs indiquent une très faible capacité à l'écoulement. Nous ne disposons pas des transmissivités mesurées sur ces forages mais on constate que l'essentiel des valeurs extraites du rapport de Miller et al. (1968) sont plutôt faibles ($< 5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2.\text{s}^{-1}$) et s'accordent à ces caractéristiques. Au Niger, plus de 55% des effectifs varient entre 1 et $3 \text{ m}^3.\text{h}^{-1}.\text{m}^{-1}$ impliquant une faible capacité à l'écoulement.

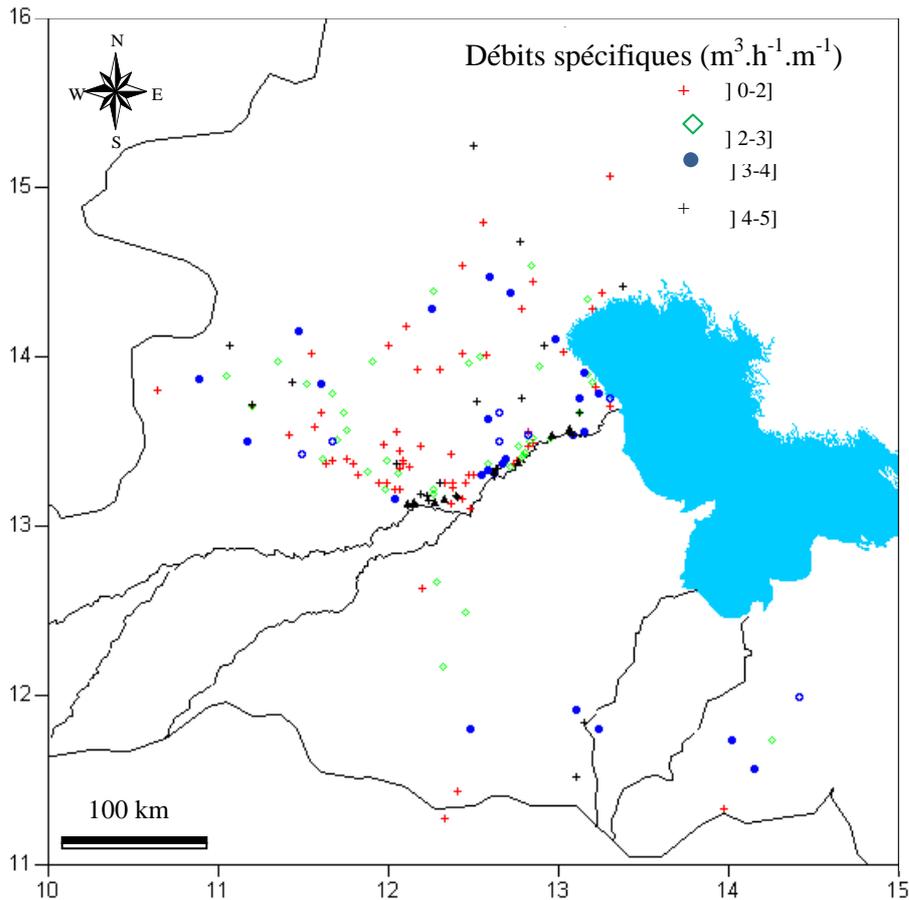


Figure 73 : Répartition spatiale des débits spécifiques ($\text{m}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$)

Par comparaison avec les données du Bornou, les débits spécifiques élevés mesurés au Kadzell, au delà de $7 \text{ m}^3 \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ semblent douteux. Ce doute est d'autant plus affirmé que nous remarquons que ces débits ne correspondent pas à une gamme homogène de valeurs de transmissivités.

En vue d'en extraire des indications supplémentaires sur les propriétés de l'aquifère et d'estimer (par analogie) les transmissivités dans les zones où nous ne disposons pas de tests de débits, les mesures des débits spécifiques ont été rapportées aux valeurs de transmissivités dans les cas où nous disposons de ces deux mesures simultanément (figure 75). Cette représentation ne révèle aucune corrélation entre les deux paramètres quelque soit l'exécuteur des essais de pompage ($r = 0,57$).

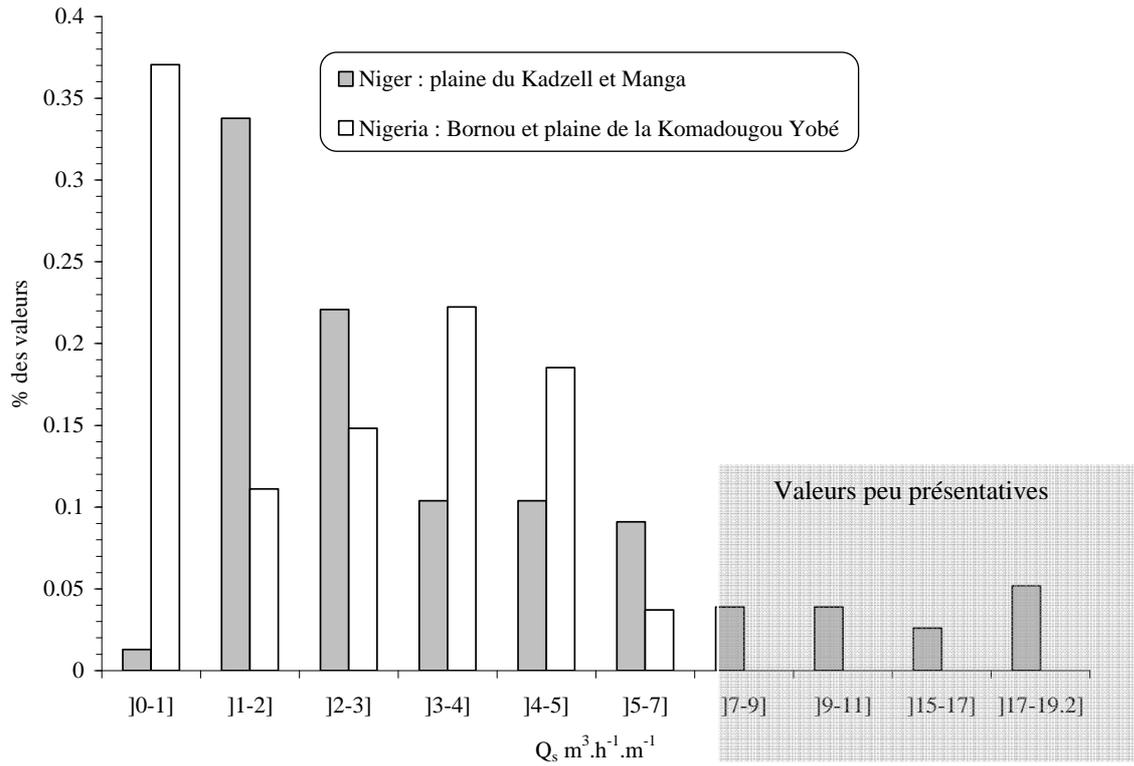


Figure 74 : Histogramme des débits spécifiques mesurés au Niger et au Nigeria

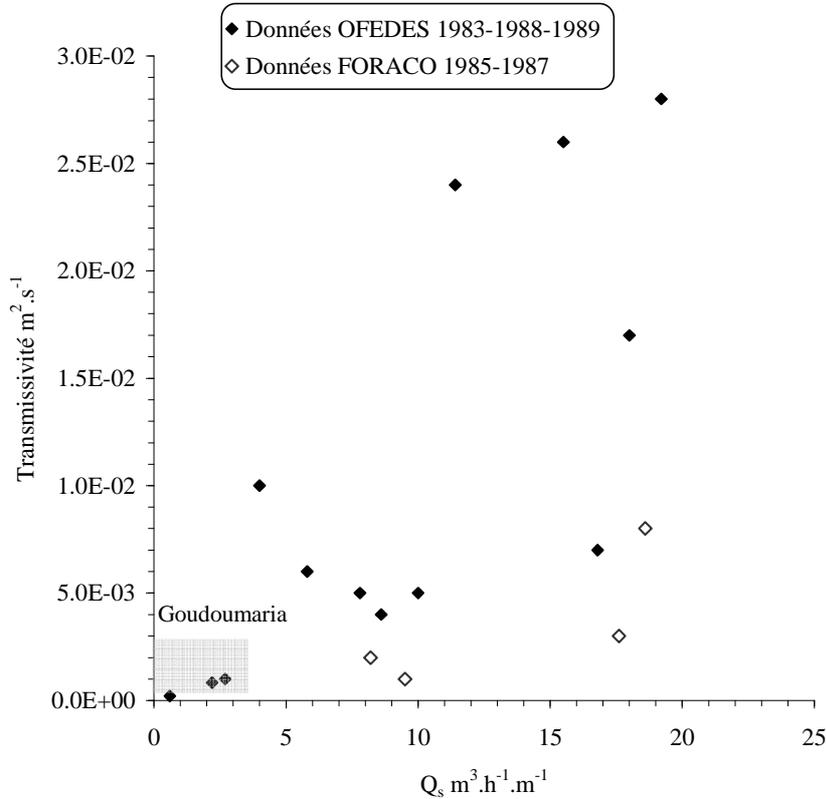


Figure 75: Relation entre transmissivités et débits spécifiques (Q_s) dans la plaine du Kadzell et à Goudoumaria (Manga).

La répartition spatiale hétérogène des débits spécifiques et leur dispersion vis-à-vis des transmissivités témoignent de la médiocrité des conditions de réalisation des essais de pompage et limitent les possibilités d'une meilleure évaluation de l'organisation spatiale des transmissivités par l'utilisation des débits spécifiques. Le manque de précision sur le déroulement de chaque essai de pompage complique la sélection des valeurs les plus fiables.

I.3.5.3 Porosité

Au Niger oriental, une seule estimation de porosité efficace de l'aquifère quaternaire est disponible. La valeur proposée est de 15,5%. Elle est issue de l'interprétation des diagraphies géophysiques du forage de Kangartilo situé sur la bordure nord de la plaine du Kadzell (Leduc-PNUD, 1991). Sa représentativité est fortement biaisée par la perméabilité particulièrement élevée des niveaux sableux qu'entrecoupent les crépines du forage entre 50 et 95 m de profondeur, elle ne peut donc pas être transposable à tout l'aquifère. La porosité moyenne doit être plus faible.

Au Nigeria, les porosités déduites de 10 essais de débits appartiennent à une large gamme de valeurs. Elles sont comprises entre 0,15% à Zabramari au Bornou et 45% à Azbak en bordure de la Komadougou Yobé. La porosité médiane est égale à 10,8 %. Les valeurs minimale et maximale semblent loin d'être représentatives de l'aquifère quaternaire, elles ont plutôt une représentativité locale. La valeur médiane paraît cependant "raisonnable" pour l'assemblage minéralogique de l'aquifère quaternaire.

D'une manière générale, les porosités efficaces calées dans les modélisations hydrodynamiques sont homogènes et faibles : entre 1 et 3 % pour Gaultier (2004) et entre 3 et 10 % pour Leblanc (2002). Ces données sont typiques des milieux sablo-silteux et cohérentes avec les caractéristiques lithologiques du réservoir. Ailleurs au Sahel, Dieng et al. (1990) ont choisi une porosité efficace de 1 à 10% pour la simulation de la dépression piézométrique du Ferlo au Sénégal. Favreau (2000) a considéré que la porosité efficace du Continental Terminal, lithologiquement comparable aux formations quaternaires du BLT, devait être comprise entre 1 et 5 %.

I.4 Conclusion : gamme des estimations et incertitudes pour la modélisation

Les indications sur les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère ne concernent que des zones d'extensions très limitées et sont loin de représenter la diversité de l'aquifère. De plus, les puits sur lesquels sont effectués les essais de pompages (ainsi que les forages WARDROP au Nigéria) ne captent généralement que les premiers mètres de l'aquifère et les durées des tests sont souvent insuffisantes. Par ailleurs, la nature lithologique de l'aquifère, extrêmement variable, ne fait que restreindre la validité des interprétations sur une échelle régionale. Les débits spécifiques et les transmissivités estimées montrent l'existence de variations de plusieurs ordres de grandeur dans l'aquifère, parfois dans des zones assez rapprochées.

PNUD-FAO-CBLT (1973) et Schneider et Wolff (1992) proposent une valeur moyenne de transmissivité de l'aquifère quaternaire du Bassin du Lac Tchad de $6,2 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Cette valeur est déterminée à partir de 8 essais de pompages exécutés dans la plaine du Chari Baguirmi au Tchad. Les valeurs varient entre $1,1 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et $2 \cdot 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ et sont proches de celles déterminées dans

la plaine du Kadzell et du Bornou. Il est à noter que les forages sur lesquels sont effectuées les mesures sont crépinés en moyenne sur 14 m, ils ne peuvent donc pas représenter une transmissivité moyenne de l'aquifère.

L'histoire géologique de la cuvette centrale du BLT peut se résumer en une succession de régressions et de transgressions du lac Tchad et de son réseau d'alimentation fluviale provoquée au cours du Quaternaire récent par l'alternance de périodes arides et pluvieuses. Il en résulte une structure complexe, lenticulaire sur place, mais où s'individualisent souvent des bancs d'argile (Servant et Servant-Vildary, 1973). La complexité de sa structure et la rareté d'essais de pompage de qualité fiable ont induit des lacunes cruciales dans les modélisations hydrodynamiques du BLT. Les différentes valeurs des paramètres hydrodynamiques ne permettent pas de discrétiser l'aquifère quaternaire en unités homogènes mais donnent des gammes de valeurs (non distribuées) qui seront affinées au cours de la modélisation hydrodynamique. Nous verrons qu'au cours du calage du modèle hydrodynamique, nous avons été amenés à dépasser les bornes des intervalles.

Chapitre II

Modélisation de la nappe libre à l'état stationnaire

II.1 Introduction

Notre objectif dans ce chapitre est tout d'abord de préciser les flux actuels entrants et sortants de la partie modélisée de l'aquifère en régime permanent. La schématisation hydraulique adoptée est celle de Darcy-Dupuits : les pertes de charges sont proportionnelles aux débits et la distribution des pressions dans chaque couche est hydrostatique (écoulements subhorizontaux). Malgré les nombreux niveaux argileux au sein du réservoir, la nappe est considérée comme libre sur toute la superficie (PNUD-FAO-CBLT, 1973).

II.2 Historique des travaux de modélisation hydrodynamiques au BLT

Plusieurs travaux de modélisation hydrodynamique à différentes échelles ont été entrepris dans le BLT. Une partie des résultats obtenus a déjà été évoquée dans la partie I (chapitre II) de ce mémoire.

- **A l'échelle de l'aquifère quaternaire**

La modélisation de la totalité de la nappe libre du Quaternaire a été réalisée par Eberschweiler (1993) et Leblanc (2002). A cette échelle, les résultats avancés sont d'abord d'ordre général. D'un point de vue fonctionnel, les modèles proposés respectent bien les hypothèses hydrodynamiques généralement admises, à savoir une recharge légère et hétérogène sur tout l'aquifère et des transmissivités faibles. De plus, ces modèles confirment la nécessité d'une évapotranspiration dominante au sein des plaines fluvio-lacustres du Kadzell, du Bornou, du Chari Baguirmi et de la zone interfluviale de la Komadougou Yobé, pour reproduire les dépressions piézométriques. Leblanc (2002) a également poursuivi les simulations numériques en régime transitoire pour mettre en évidence l'impact des dégradations climatiques observées pendant les dernières décennies sur la nappe phréatique. Ces travaux ont permis de conclure, entre autres, que la réaction de la nappe a été significative en bordure immédiate du lac Tchad mais nettement amortie au delà d'une distance supérieure à 10 km.

- **A une échelle régionale**

Sur la partie nigérienne de l'aquifère, la première modélisation numérique en régime permanent a été effectuée par Leduc-PNUD (1991). Elle a permis d'établir un bilan d'eau et a déterminé un taux de renouvellement de la nappe libre de l'ordre de 1mm.an^{-1} . Ultérieurement, Leblanc (1997), en reprenant les mêmes limites régionales, a confirmé les résultats de Leduc-PNUD (1991). La

dépression piézométrique du Kadzell a été reproduite avec des perméabilités faibles comprises entre $4,5 \cdot 10^{-6}$ et 10^{-4} m.s^{-1} et une reprise évapotranspiratoire faible, mais significative, comprise entre $0,05$ et $1,2 \text{ mm.an}^{-1}$. Gaultier (2004) a repris la modélisation de la plaine du Kadzell avec plus d'observations piézométriques et en incorporant les informations chimiques et isotopiques ; ses résultats sont en accord avec la schématisation hydrodynamique de Leduc-PNUD (1991) et Leblanc (1997). La piézométrie est calée avec des taux d'évapotranspiration compris entre $-0,6$ et $-0,2 \text{ mm.an}^{-1}$ dans le centre de la plaine et un déversement amont (y compris une part d'infiltration efficace au dessus de la dune au Nord du Kadzell) entre $0,4$ et $0,62 \text{ mm.an}^{-1}$. Les perméabilités sont comprises entre 10^{-5} et 10^{-6} m.s^{-1} .

Au Tchad, la modélisation de la dépression piézométrique du Chari Baguirmi par Bonnet et Meurville (1995) a aboutit au même schéma conceptuel où l'évapotranspiration est dominante au centre de la dépression avec une recharge efficace au dessous des dunes et le long du Chari. Les reprises annuelles par évapotranspiration sont de $3,3$ à $3,1 \text{ mm.an}^{-1}$. Elles sont largement supérieures aux taux d'évapotranspiration annuelle estimés pour la dépression du Kadzell qui présente pourtant des conditions aux limites et des caractéristiques géologiques proches. La gamme de perméabilité est très large entre 10^{-7} et au delà de 10^{-3} m.s^{-1} , sa variabilité spatiale est trop importante. La modélisation de Massuel (2001) dans cette même zone désigne également une exfiltration préférentielle centrée sur la dépression piézométrique. Le calage aboutit à des valeurs très faibles de recharge nette comprises entre $0,5$ et $-0,055 \text{ mm.an}^{-1}$. Ces valeurs sont largement inférieures aux estimations de Bonnet et Meurville (1995) malgré la similitude des informations de départ. Cette observation met en avant la difficulté de restreindre le nombre de simulations possibles lorsque des informations cruciales manquent au calage du modèle.

II.3 Limites hydrodynamiques

II.3.1 Conditions de rivière

Dans notre modèle hydrodynamique, les interactions entre le réseau hydrographique (le lac Tchad et la Komadougou Yobé) et l'aquifère sont représentées via le module *Modflow River*. Les lits des rivières sont supposés être séparés de l'aquifère par une couche de matériaux à perméabilité réduite résistant aux transferts verticaux des flux "réseau hydrographique-nappe libre". La quantification de ces flux, dans le programme, est régie par une équation unidimensionnelle intégrant la différence de potentiel entre les deux éléments et la conductance de la rivière (*équation 3*). Cette méthode, malgré le fait qu'elle représente une schématisation hydrodynamique bien discrétisée et continue (ce qui n'est pas toujours vérifié dans notre système), permet le meilleur contrôle des débits transitant au cours du calage du modèle.

$$Q = C_{RIV} \cdot (H_{RIV} - B_e) \quad \text{Equation 6}$$

Où Q : débit rivière-nappe libre en $\text{m}^3 \cdot \text{j}^{-1}$;
 C_{RIV} : conductance de la rivière en $\text{m}^2 \cdot \text{j}^{-1}$;
 H_{RIV} : altitude moyenne de la surface de la rivière en m ;
 B_e : altitude du fond de la rivière en m.

La conductance C_{RIV} s'écrit suivant la formule : $C_{RIV} = \frac{K \cdot S}{l}$; Equation 7

Où K : conductivité hydraulique à travers le fond du lac ou de la rivière en $m.s^{-1}$;
 S : surface de contact rivière-nappe libre pour une maille en m^2 ;
 l : épaisseur des matériaux constituant le fond de la rivière en m.

- **Lac Tchad**

Les sédiments au fond du lac se répartissent entre des vases, des argiles et des sables (Dupont, 1970). Les fonds sableux sont peu étendus et se localisent à l'embouchure de la Komadougou Yobé et le long de la rive nigériane de Baga jusqu'à la Komadougou Yobé. Les argiles sont surtout présentes dans la cuvette nord, sous forme molle peu perméable. Le fond du lac est majoritairement vaseux. L'épaisseur de ces dépôts superficiels peut varier de quelques dizaines de centimètres jusqu'à un maximum de 1 m (Dupont, 1970). Pour la modélisation, on a supposé une épaisseur moyenne de 0,5 m, constante sur toute la superficie du lac.

A partir des mesures effectuées entre 1957 et 1971 et regroupées dans la synthèse de Roche (1980), une carte altimétrique des fonds du lac a été établie sur toute sa superficie. La cuvette septentrionale a une altitude moyenne de 276,8 m. Au centre, le fond descend localement jusqu'à 275,5 m et remonte en pente légère vers la rive occidentale jusqu'à 280 m. La cuvette sud est légèrement moins profonde. Son altitude moyenne est de 277,6 m mais le fond peut remonter localement jusqu'à 279,3 m. A cette époque (1957-1971), le lac Tchad est considéré comme "moyen Tchad". Sa cote se trouve à 282 m d'altitude, soit une hauteur d'eau moyenne de 5 m dans la cuvette nord et de 4 m dans la cuvette sud.

Au début de la modélisation, on a estimé une conductance comprise entre $4 \cdot 10^6$ et $5 \cdot 10^6 m^2.j^{-1}$ pour une maille de $100 km^2$ et entre 10^6 et $1,5 \cdot 10^6 m^2.j^{-1}$ pour une maille de $25 km^2$, avec une perméabilité verticale $K = K_{\text{moyenne de l'aquifère}}/10 \approx 3 \cdot 10^{-6} m.s^{-1}$ et une épaisseur $l = 1 m$.

- **Komadougou Yobé**

Les données sur la nature des sédiments du fond de la rivière et leurs épaisseurs sont insuffisantes. Des indications peuvent être déduites des descriptions granulométriques des échantillons de sol prélevés dans le lit majeur de la rivière par IWACO (1985). Les sols sont argileux et sableux. La sédimentation dans le lit mineur de la rivière devrait être semblable, mais aucune donnée sur leur épaisseur n'est disponible. L'estimation de l'épaisseur colmatée au fond de la rivière est donc totalement subjective. Les tests d'une gamme de valeurs au cours de la modélisation permettront de la cerner avec plus de précision.

Au début des simulations, on a considéré une épaisseur colmatée constante de 0,5 m et une largeur du lit de 50 m (nous supposons que les fluctuations sont faibles entre hautes eaux et basses eaux). La surface moyenne de contact de la rivière par maille est comprise entre $2,5 \cdot 10^5 m^2$ et $7 \cdot 10^5 m^2$ (cote d'une maille de $25 km^2 \times 50 m \leq S \leq$ diagonale d'une maille de $100 km^2 \times 50 m$). Le choix de

la perméabilité verticale a été identique à celui défini pour le calcul de la conductance du lac Tchad. La conductance estimée est ainsi comprise entre 10^5 et $3 \cdot 10^5 \text{ m}^2 \cdot \text{j}^{-1}$.

La hauteur moyenne annuelle de la rivière a pu être estimée à partir des courbes de tarage des stations de jaugeage de Bagara et Gueskérou. Le niveau de la rivière varie entre l'assèchement et plus de 3 m en décembre et janvier. Pour la modélisation, nous avons considéré une valeur moyenne de la hauteur d'eau. 3 profils transversaux réalisés en 1995 par la DDH de Diffa à Gaïdam Tchoukou, Bagara et Gueskérou nous ont permis de déterminer une altitude moyenne du fond de la rivière. La profondeur du lit est en moyenne 3 à 4 m inférieure aux berges de la rivière.

II.3.2 Conditions de flux

II.3.2.1 Echanges avec les aquifères latéraux

Sur ses bordures, l'aquifère quaternaire est en continuité hydraulique avec des ensembles hydrogéologiques qui sont susceptibles de participer à son alimentation. La quantification des écoulements de ces nappes vers l'aquifère quaternaire est très approximative (Partie I, Chapitre III).

Entre les massifs de Termit et d'Agadem, un calcul basé sur la loi de Darcy suggère un transit de $8 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ de la nappe d'Ounissoui vers la nappe quaternaire, avec une largeur utile de 75 km, un gradient hydraulique de 0,03% et une transmissivité de $10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$.

Des prélèvements effectués sur les marges des massifs du Koutous entre 1999 et 2001 montrent des eaux peu minéralisées avec des conductivités électriques faibles comprises entre 103 et $309 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$, conformes avec la nature gréseuse de ces formations (Gaultier, 2004). Les faibles conductivités électriques de la nappe quaternaire à proximité de ces massifs pourraient suggérer une continuité entre les deux nappes. Cependant, les signatures isotopiques des eaux de ces nappes sont très différentes. Les nappes du Koutous sont du même ordre que la nappe du Pliocène ($\delta^{18}\text{O} = -6,1\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -46\text{‰}$) alors que la nappe quaternaire est plus marquée par l'évaporation ($\delta^{18}\text{O} = -3,5\text{‰}$ et $\delta^2\text{H} = -29\text{‰}$) (Gaultier, 2004). Ajoutées aux faibles perméabilités des formations crétacées du Koutous, ces constatations prouvent la limitation des apports provenant de ces nappes. Cependant, des précisions quantitatives demeurent difficiles. Pour notre modèle, en s'appuyant sur les corrélations des surfaces piézométriques, nous supposons qu'un apport existe. Si nous considérons une largeur utile de 110 km, un gradient moyen de 0,04% et une transmissivité de $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$, le volume transitant vers la nappe quaternaire est de l'ordre de $1,5 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$.

Entre le Koutous et le massif de Termit, la contribution de l'épaisse série argileuse à l'alimentation de la nappe libre est très limitée voire nulle. Par ailleurs, l'apport des grès de Termit est impossible à estimer : alors que des lignes de sources existent, certains puits sont secs (Leduc-PNUD, 1991). Aucune estimation précise n'est alors possible (Leduc-PNUD, 1991).

Au Nigeria, nous ne disposons d'aucune description permettant une approche quantitative des flux qui convergent vers la nappe phréatique depuis l'affleurement du Continental Terminal au sud-est.

Les isopièzes irréguliers et relativement serrés au sud-ouest de la dépression piézométrique témoignent de l'importance relative de ces flux et/ou de la faible perméabilité. Une première estimation de ces débits est calculée à partir de la loi de Darcy en considérant une largeur utile de 100 km, un gradient de 0,1% et une transmissivité de $10^{-4} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$. Le débit estimé est de l'ordre de $3 \cdot 10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$.

La somme des contributions des bordures de l'aquifère est de l'ordre de $1,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$, la majeure partie provenant de la nappe d'Ounissoui.

II.3.2.2 Drainance Pliocène/Quaternaire

Il est très peu probable que des échanges de flux puissent exister entre l'aquifère quaternaire et l'aquifère pliocène. L'artésianisme du Pliocène et la différence des signatures chimiques des eaux des deux aquifères en témoignent. De plus, si une drainance avait lieu, elle aurait équilibré la morphologie de la nappe libre et fait diminuer voire disparaître les dépressions piézométriques, comme elle aurait influencé le chimisme de la nappe libre. Par conséquent, aucune drainance n'a été prise en compte dans le modèle.

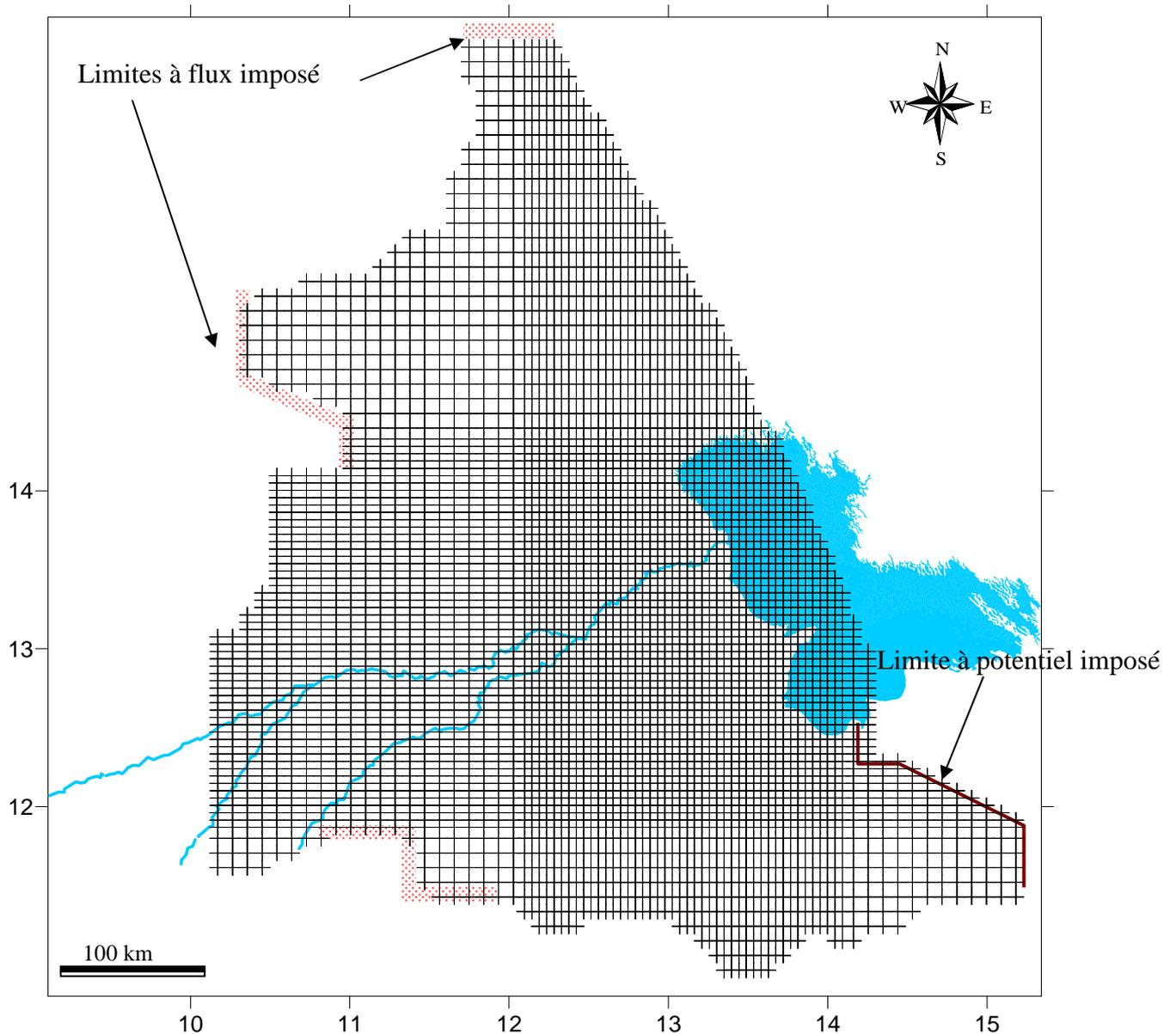


Figure 76 : conditions aux limites appliquées au modèle hydrodynamique

II.3.3 Conditions internes

Dans le modèle, les conditions de flux internes sont exprimées en terme de recharge nette (bilan infiltration – évapotranspiration) positive ou négative à l'échelle d'une maille. C'est un paramètre ne pouvant pas être connu avec exactitude. Les estimations quantitatives par des méthodes chimiques et isotopiques correspondent plus à une échelle locale et ne peuvent pas être appliquées à une échelle régionale (Partie I, Chapitre II). Une revue bibliographique et méthodologique des estimations de la recharge est présentée dans la première partie de ce mémoire (Partie I, Chapitre II).

II.3.3.1 Une recharge hétérogène

Dans notre zone d'étude, le climat va d'un type saharien désertique au nord à un type sahélien au sud. La recharge de la nappe devrait dépendre en partie de cette distribution spatiale, tout en prenant en compte les caractéristiques locales du terrain (pédologie, végétation...). Plus l'aridité s'accroît, plus la recharge décroît et devient potentiellement plus variable (Allison et al., 1994).

Certaines zones de l'Erg ancien du Manga dont les niveaux piézométriques peuvent évoluer saisonnièrement ou annuellement et dont les eaux souterraines présentent des teneurs isotopiques proches de celles des précipitations locales et des activités C-14 relativement élevées, témoignent de l'existence d'une recharge diffuse par les précipitations. Cependant, la disparité des teneurs isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ et A^{14}C) des eaux souterraines indique que la recharge n'est continue ni dans le temps ni dans l'espace, mais son existence est indéniable (Partie I, Chapitre II).

Dans les dépressions du Kadzell et du Bornou, la présence simultanée des facteurs suivants : (i) les faibles fluctuations de la nappe libre à moyen terme (Partie I, Chapitre II), (ii) des signatures isotopiques appauvries des eaux souterraines (Gaultier, 2004 ; Boronina et al., 2005 ; Partie II, Chapitre II du présent mémoire) et (iii) des signaux thermiques de la surface du sol indiquant la prépondérance de l'évapotranspiration (Leblanc, 2002, Boronina et Ramillien, 2008) , témoignent de l'inexistence de recharge (récente) au niveau de ces deux plaines. Les précipitations semblent ne pas parvenir à atteindre l'aquifère ; leur percolation est bloquée par les niveaux argileux superficiels qui marquent particulièrement ces plaines et la part de la pluie qui s'infiltre dans la zone non saturée est reprise par évapotranspiration (Schneider et Wolff, 1992 ; Leblanc, 2002). Pour ces zones, les différentes conceptions et modélisations du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère quaternaire (Eberschweiler, 1993 ; Leduc et al., 1998 ; Leblanc, 2002 ; Gaultier, 2004) convergent toutes vers des solutions analogues.

Cependant, les limites entre les zones à recharge "positive" et les zones où l'évapotranspiration domine restent imprécises. Les limitations des zones désignées par des recharges négatives au niveau des dépressions piézométriques diffèrent d'un modèle à l'autre. Ainsi une recharge élevée dans une zone réduite donnerait, avec une combinaison appropriée des valeurs de transmissivité, un résultat numérique proche d'un scénario proposant une recharge moins élevée dans une zone moins réduite.

Les techniques du SIG et du traitement du signal "humidité de la surface du sol" ont permis à Leblanc (2002) de préciser la distribution spatiale de mailles à recharge positive ou à recharge négative. Ainsi, les limites des zones à recharge négative/positive appliquées dans notre modèle hydrodynamique sont extraites des travaux de Leblanc (2002). Nous avons retranscrit ces délimitations au mieux en fonction de la taille de notre maillage. Les valeurs de la recharge nette seront estimées en premier lieu à partir de notre compréhension du fonctionnement hydrologique de l'aquifère puis elles seront affinées au cours de la modélisation.

II.4 Calage du modèle

Le calage du modèle consiste à tester différentes valeurs de perméabilité hydraulique, de recharge nette et de conductance à travers les lits de la Komadougou Yobé et du lac Tchad. Caler simultanément les transmissivités, les conditions aux limites et les valeurs de la recharge est un long processus pour ce modèle. Le jeu de données est contraint par les ordres de grandeur fournis à partir des mesures in situ des paramètres hydrodynamiques.

Les écarts entre les piézométries observées et simulées sont illustrés dans la *figure 77*. Au terme du calage, les hypothèses hydrodynamiques retenues ont permis de reproduire d'une façon satisfaisante la piézométrie observée sur l'ensemble de la zone étudiée. Les morphologies des deux dépressions piézométriques au Kadzell et au Bornou apparaissent assez bien reconstituées. Des distorsions assez marquées vis-à-vis de la piézométrie de référence apparaissent surtout au sud de la dépression du Bornou et à l'ouest du Kadzell, où une difficulté est apparue pour caler les isopièzes 300 et 320 m. L'écart entre piézométries observées et simulées atteint parfois 10 m.

Pendant le calage, les alimentations par la nappe d'Ounissoui et du Koutous n'ont pas été modifiées. Nous avons choisi de procéder au calage avec des débits qui nous paraissent correspondre aux minimums plausibles.

L'hétérogénéité spatiale de la densité des mesures et l'incertitude qui pèse sur leur représentativité nous incite à considérer que le calage du modèle est satisfaisant dans son ensemble, malgré les différences, parfois importantes, par rapport à la piézométrie observée.

II.4.1 Répartition spatiale des conductivités hydrauliques

La répartition des zones de perméabilités homogènes a été effectuée d'après la répartition apparente des débits spécifiques et des transmissivités issues des essais de pompage ; elle a ensuite été affinée et complétée au cours du calage. La gamme des perméabilités déduites après calage est comprise entre $3 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$ et $5 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$, en accord avec la nature des dépôts quaternaires (*figure 79*).

Pour tous les cas testés, la piézométrie reconstituée nécessite logiquement l'existence de zones de perméabilité faible au niveau des dépressions piézométriques du Kadzell et du Bornou. Cette répartition apparaît comme une contrainte majeure du système. De grandes parties des dépressions piézométriques du Kadzell et du Bornou ont été calées avec une perméabilité de $3 \cdot 10^{-6} \text{ m.s}^{-1}$. Cette valeur est inférieure aux estimations déduites des essais de pompage dont les médianes sont de l'ordre de $4,5 \cdot 10^{-5}$ au Kadzell et $1,4 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$ au Bornou. En effet, pour ces valeurs, la recharge nette au niveau des dépressions piézométriques devait être inférieure à -5 mm.an^{-1} , ce qui paraît improbable pour des profondeurs aussi élevées.

Dans l'Erg du Manga, les gradients hydrauliques sont inférieurs à 1‰, nous supposons donc une constance relative des perméabilités. La répartition spatiale des perméabilités est par conséquent homogène dans cette zone. Les valeurs les plus élevées, entre $7 \cdot 10^{-5}$ et $5 \cdot 10^{-4} \text{ m.s}^{-1}$, sont dans le nord de l'aquifère, conformément à la nature plus sableuse des dépôts quaternaires dans cette

zone. Les perméabilités diminuent progressivement en partant des limites nord de l'aquifère (dont les dépôts sont plutôt sableux) en direction des dépressions piézométriques et du lac Tchad (à prépondérance fluvio-lacustre hétérogène mais plutôt argileuse).

Vu le nombre restreint des données à notre disposition, une discrétisation trop importante des zones de perméabilité, qui aurait certes permis un meilleur calage, a été évitée.

II.4.2 Répartition spatiale de la recharge nette

Après avoir testé plusieurs scénarios, en restant dans la gamme des perméabilités les plus plausibles, les valeurs de la recharge ont été cernées avec précision. Dans les plaines du Kadzell et du Bornou, elles sont fixées suivant deux couronnes concentriques décroissantes en direction des centres des deux dépressions. Le modèle a permis la reproduction de la piézométrie avec des valeurs de recharge comprises entre $-0,07$ et $-1,20 \text{ mm.an}^{-1}$ dans la plaine du Kadzell et entre $-0,05$ et $-1,50 \text{ mm.an}^{-1}$ dans la plaine du Bornou. La grande extension de la dépression piézométrique du Bornou suggère une superficie très étendue de la zone "évaporante". La prépondérance de l'évapotranspiration dans ce secteur de la nappe libre (pourtant plus humide que le nord désertique) peut être justifiée par l'abondance du couvert végétal à potentiel évapotranspiratoire élevé. Notons que les taux de recharge en régime permanent représentent plutôt un état stationnaire d'une très longue durée qui intègre les discontinuités et les irrégularités de la recharge. Ainsi, la prépondérance de l'évapotranspiration sur une très large partie du Manga nigérien en régime permanent, n'exclue pas l'existence d'épisodes où une recharge effective a lieu. Dans le Manga nigérien et à l'extrême sud de la nappe libre, seules des valeurs de recharge nette faibles permettent de reproduire la piézométrie observée. La meilleure simulation est conçue avec des taux de recharge inférieurs ou égaux à $0,7 \text{ mm.an}^{-1}$ au Niger et $1,20 \text{ mm.an}^{-1}$ au Nigéria (figure 78).

Le calage du modèle en régime permanent montre qu'il n'existe qu'un jeu limité de possibilités pour la distribution des recharges nettes. Les contraintes initiales sur les paramètres du modèle (transmissivité et conditions aux limites) ne permettent d'imposer que des taux de recharge faibles, donc compatibles avec la conception du fonctionnement global de l'aquifère.

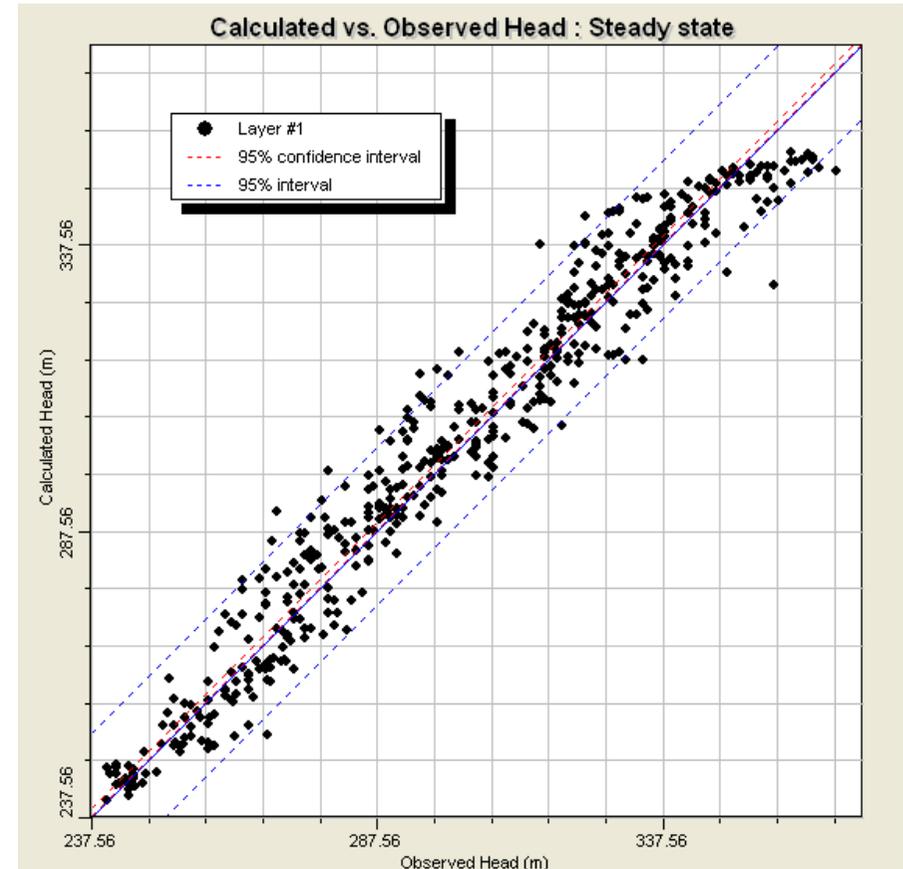
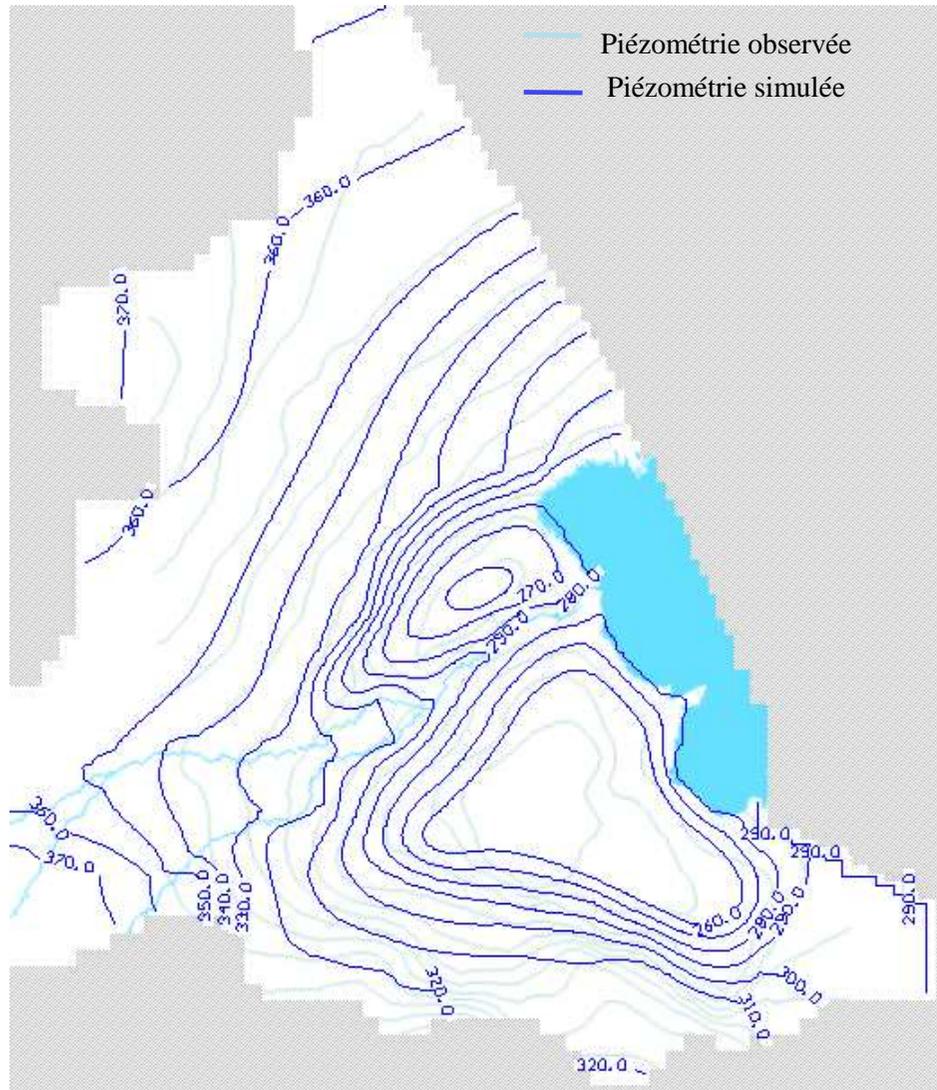


Figure 77 : Résultat du calage du modèle en régime permanent

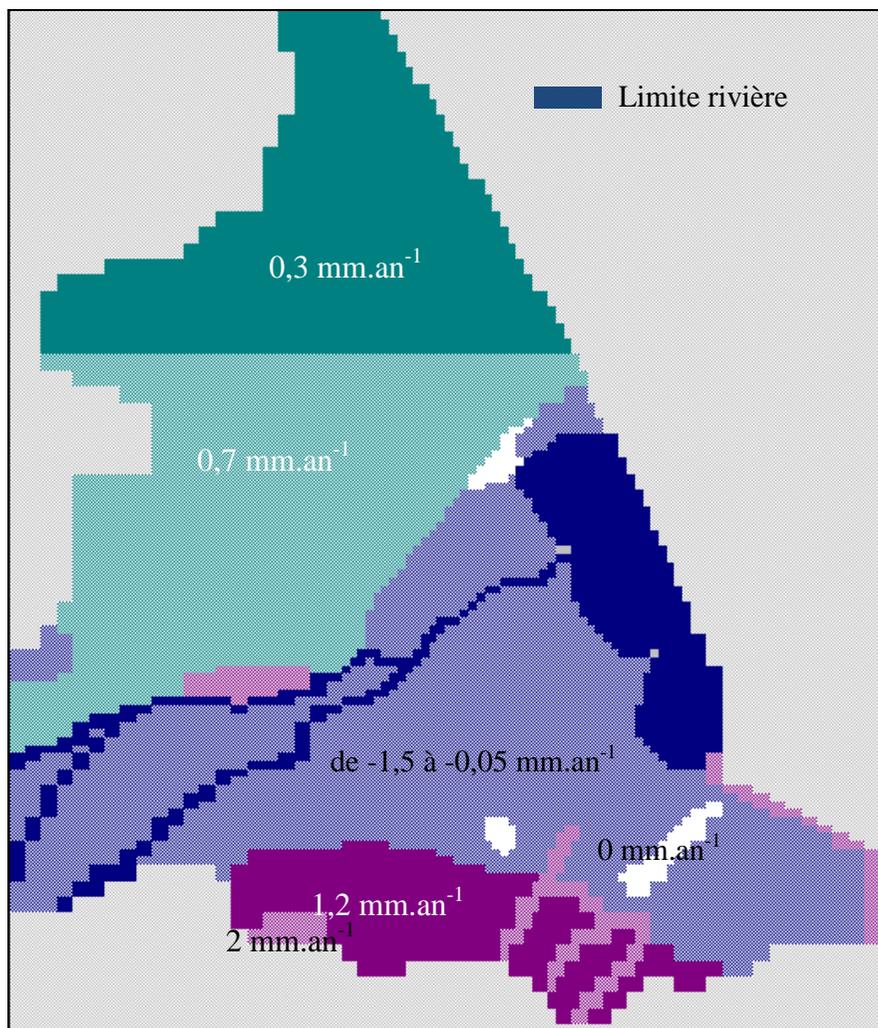


Figure 78 : Distribution spatiale de la recharge nette

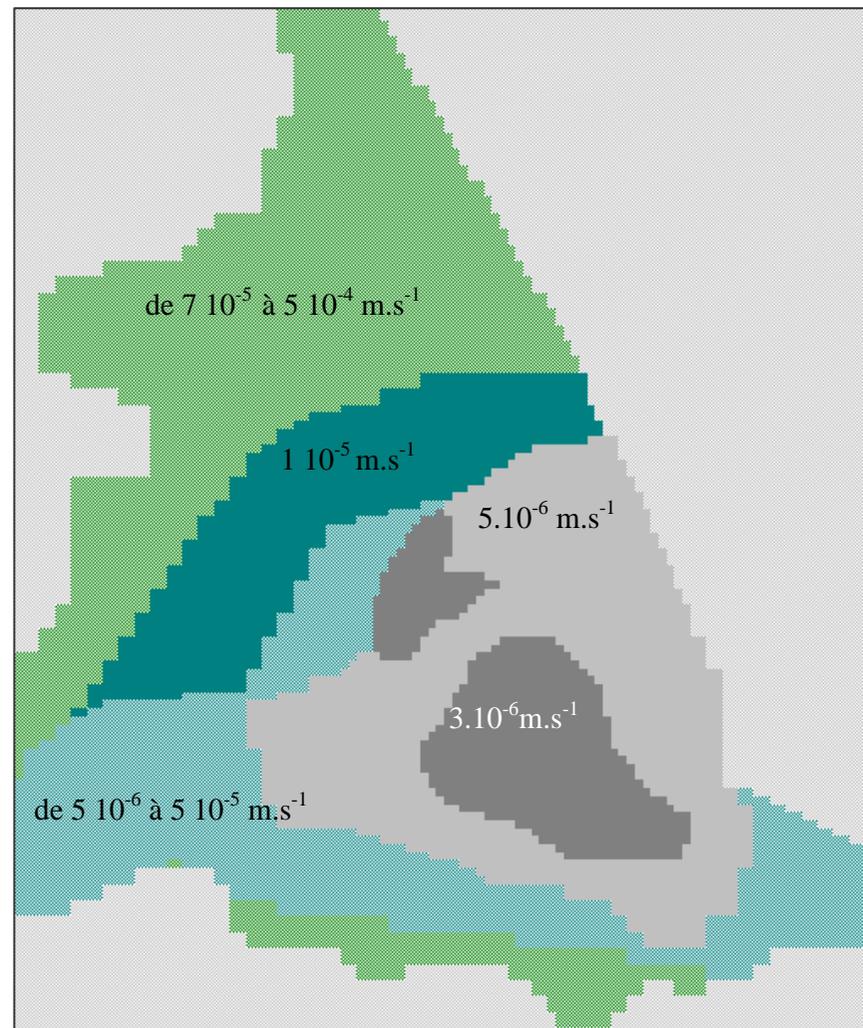


Figure 79 : Distribution spatiale des perméabilités

II.5 Analyses de sensibilité du modèle

Pour valider le schéma conceptuel proposé et contraindre les flux de recharge, un examen de la sensibilité du modèle a été effectué.

II.5.1 Sensibilité vis-à-vis de la recharge nette

II.5.1.1 Recharge nette sur le Manga

La sensibilité du modèle à la recharge nette a été d'abord testée au Manga, sur les zones situées au nord de la dépression du Kadzell et au sud de la dépression du Bornou, en conservant les perméabilités. Une augmentation de la recharge de $0,5 \text{ mm.an}^{-1}$ (en partant de $0,7 \text{ mm.an}^{-1}$ à $1,2 \text{ mm.an}^{-1}$ et de $1,2 \text{ mm.an}^{-1}$ à $1,7 \text{ mm.an}^{-1}$) induit un impact important sur le bilan en eau et sur la morphologie de la nappe libre. Au Manga nigérien, les isopièzes 360 m et 350 m migrent au sud. Au sud-ouest du Bornou, l'isopièze 320 m se déplace vers le nord et les niveaux piézométriques deviennent excédentaires d'au moins 5 m. Au Kadzell, la morphologie de la dépression change très nettement sur toute sa partie nord et est ; la majorité des niveaux piézométriques augmentent considérablement jusqu'à plus de 10 m au centre de la dépression. L'isopièze 260 m se resserre. Au centre de la dépression du Bornou, les isopièzes 240 m et 250 m disparaissent et l'isopièze 260 m migre à l'est. Les niveaux piézométriques maintenus indirectement par la Komadougou Yobé et le lac Tchad sont logiquement les plus stables. Pour reproduire les dénivelés piézométriques dans les dépressions piézométriques, il faut diminuer les perméabilités de 20 à 30% au niveau des deux plaines et dans les zones où la recharge nette est négative à l'ouest du Bornou, et les augmenter de 30 à 50 % dans le reste de l'aquifère (*figure 80*) sans modifier leur distribution spatiale.

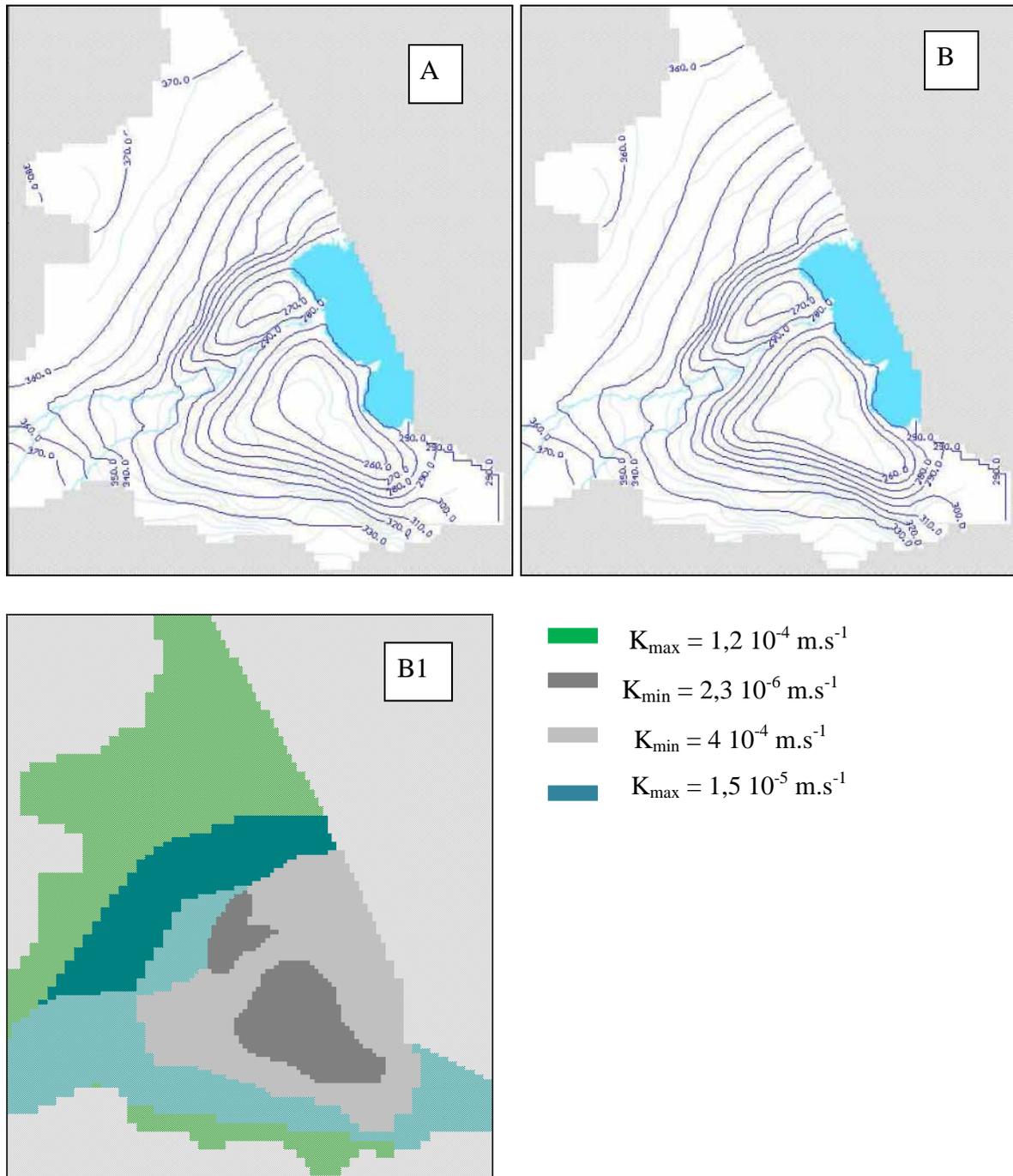


Figure 80 : Répartition spatiale de la piézométrie simulée en régime permanent, en augmentant la recharge au nord du Kadzell et au sud du Bornou de 0,2 mm. (A) : sans modification des conductivités hydrauliques ; (B) : après modification des conductivités hydrauliques selon (B1).

Si, au contraire, on diminue la recharge nette de 0,5 mm.an⁻¹, on sera amené à augmenter les conductivités aux centres des dépressions et à les diminuer dans les zones où la recharge est positive.

Par ailleurs, si nous augmentons la recharge nette de 1 ou de 2 mm.an⁻¹ (en partant de 0,3 ; 0,7 et 1,2 mm.an⁻¹) nous constatons qu'aucun jeu de perméabilités "raisonnables" ne permet de reproduire la morphologie de la nappe libre. De même, comme les flux d'évapotranspiration

nécessaire pour reproduire les dépressions piézométriques augmentent proportionnellement à la recharge nette "positive" appliquée au Manga, nous serons amenés à imposer des flux évapotranspiratoires dépassant 5 mm.an^{-1} aux centres des dépressions. Vu la profondeur de la nappe libre dans ces secteurs, cette valeur semble improbable.

II.5.1.2 Recharge nette sur les dépressions piézométriques

Sur ces parties de l'aquifère, les faibles perméabilités amplifient énormément le rôle des flux verticaux. Au Kadzell, une diminution de $0,1 \text{ mm.an}^{-1}$ de la recharge nette provoque un élargissement considérable des isopièzes 250 et 260 m. L'impact de cette modification sur les isopièzes au Manga est insignifiant. Par contre, une telle diminution de la recharge nette dans le Bornou provoque non pas seulement l'extension de l'isopièze 250 m et le scindement de l'isopièze 260 m mais aussi une modification perceptible de la piézométrie au sud-ouest avec notamment le déplacement de l'isopièze 320 au nord (figure 81).

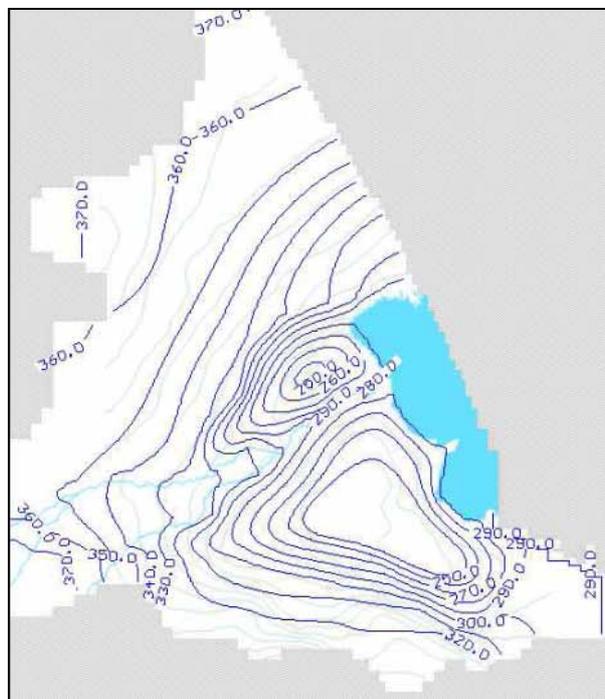


Figure 81 : Piézométrie simulée en régime permanent, en diminuant la recharge nette au niveau des dépressions piézométriques de $0,1 \text{ mm.an}^{-1}$.

II.5.2 Sensibilité vis-à-vis des conductances et des conductivités hydrauliques

Différentes valeurs de conductance ont été testées dans un intervalle de valeurs de 2 à 10 fois supérieures aux valeurs de départ. Les tests de sensibilité ont révélé nettement que ces débits ne jouent pas un rôle très sensible dans le calcul des niveaux piézométriques. L'influence de ce paramètre n'est pas perceptible sur le fonctionnement hydrodynamique général de l'aquifère. La taille, relativement conséquente, des mailles en bordure de la rivière et du lac n'a pas permis d'appréhender avec précision leur relation avec la nappe libre. Un maillage plus fin aurait permis de mieux retranscrire cet écoulement.

La sensibilité du modèle aux valeurs de la perméabilité est variable selon la zone considérée. Nous avons essayé de tester la sensibilité dans diverses zones en multipliant les valeurs ajustées par 10. Sur les dépressions du Kadzell et du Bornou, l'augmentation des conductivités implique l'augmentation de l'évapotranspiration. Conductivités et recharges nettes vont de pair. La multiplication par 10 des conductivités ajustées a engendré l'augmentation des niveaux piézométriques qui deviennent alors excédentaires de plus de 20 m (figure 82). Dans la partie nigérienne de l'aquifère, l'effet de ces variations demeure assez "local" et concentré sur la plaine du Kadzell et la bordure de la Komadougou Yobé. Au Nigéria, nous remarquons une fois de plus la migration de l'isopièze 320 m au nord. La reproduction des dépressions piézométriques nécessite alors la diminution des recharges nettes d'au moins 50% aux centres des deux plaines.

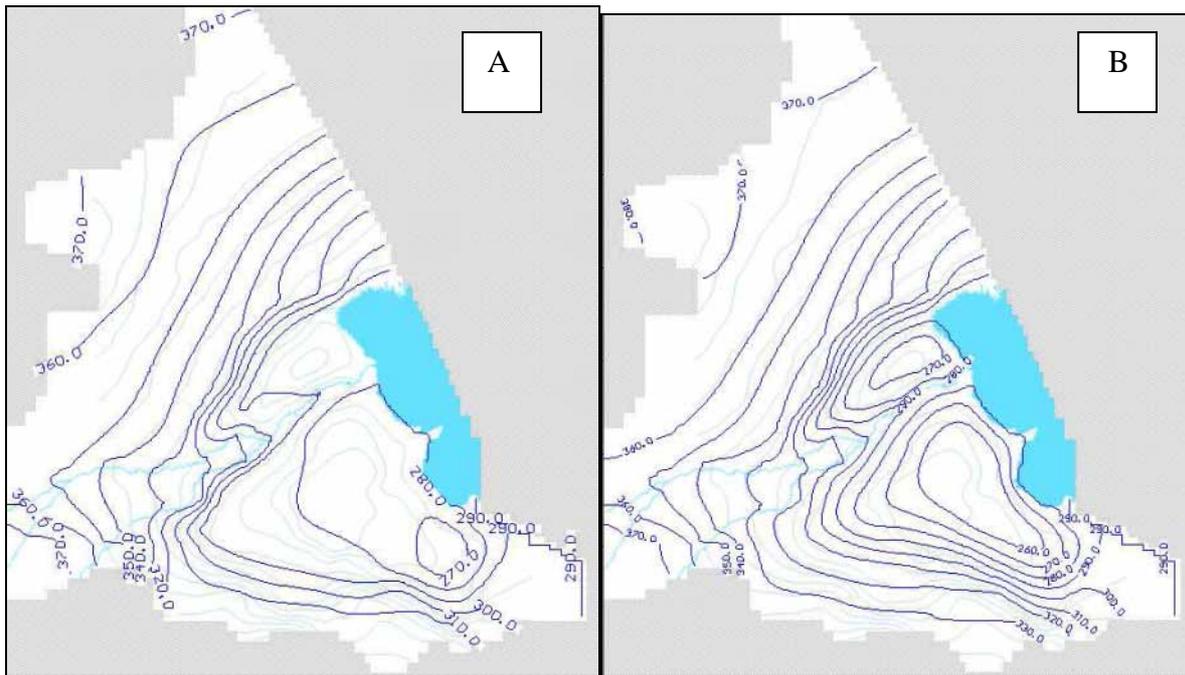


Figure 82 : Piézométrie simulée en régime permanent, en multipliant les perméabilités du Kadzell et du Bornou par 10. (A) : sans modifications des recharges nettes issues du calage ; (B) en diminuant les recharges nettes sur les dépressions de 50%.

L'analyse de sensibilité du modèle a montré de profondes perturbations de la surface libre de la nappe pour de faibles modifications des paramètres, dont les valeurs avaient été estimées *a priori*. Une faible augmentation des flux entraîne une sensibilité allant jusqu'à une différence entre les valeurs calculées et observées supérieure à 20 m. L'impact d'une augmentation des flux sur le Manga est perceptible sur toute la zone modélisée, alors qu'une modification du taux de recharge nette au niveau des dépressions piézométriques semble avoir un impact plus localisé. L'influence de la perméabilité est également prononcée. En multipliant les perméabilités par 10, les valeurs calculées s'écartent fortement de la piézométrie observée.

II.6 Conclusion

L'infiltration des pluies dans le Manga ainsi que l'alimentation par les eaux de la rivière et du lac représentent les pôles de recharge vers les deux dépressions piézométriques (tableau 3). Cette recharge a permis de compenser les flux évapotranspiratoires au Kadzell et au Bornou et contenir ainsi l'extension des dépressions piézométriques. La recharge diffuse par les précipitations, avec près de $20 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$, représentent le premier pôle de recharge de la nappe libre. Les eaux lacustres ne représentent que seulement 15 % des apports à la nappe avec $7 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$. L'influence du lac Tchad au stade "moyen Tchad" est assez limitée, bien que sa surface de contact avec l'aquifère soit largement supérieure à celle de la rivière. Ce résultat est différent des valeurs de Leblanc (2002) qui considère que 40 à $100 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ d'eau percolaient à travers les fonds lacustres, pour une superficie de 23 000 km². Par proportionnalité à la superficie que nous avons modélisée, cela représenterait respectivement $18 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$, 46 et $130 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$. Ces valeurs sont toujours largement supérieures à celle obtenue lors de notre modélisation. Avec un flux annuel de $18 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ transitant vers l'aquifère libre, la rivière, pourtant intermittente, est le second pôle de recharge de la nappe. Elle représente près de 40% des apports à la nappe. Si nous raisonnons par proportionnalité une seconde fois, nous constatons que ce volume est inférieur aux précédentes modélisations qui s'échelonnent entre $1,2 \cdot 10^6$ et $6,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$ (Leduc-PNUD, 1991 ; Leblanc, 1997 ; Gaultier, 2004) et qui ne s'intéressent qu'aux apports de la Komadougou Yobé à la plaine du Kadzell.

Ces calculs, certes très simplistes, montrent tout de même la non-unicité et probablement la divergence des résultats issus du calage d'un modèle dont les paramètres hydrodynamiques sont de fiabilité discutable. Une infinité d'ajustement des perméabilités et des débits aboutissent à un même calage d'autant plus que les choix des limites des zones modélisées sont différents. A titre d'exemple, Leduc-PNUD (1991) et Leblanc (1997) modélisent le Manga nigérien y compris la plaine du Kadzell, Gaultier (2004) ne prend en considération que le Kadzell et impose un flux provenant de la partie nord de l'aquifère. Leblanc (2002) modélise la totalité de l'aquifère quaternaire... Chaque travail exprime une conception et des choix de paramètres parfois très différents aboutissant à des résultats différents.

Tableau 3 : Bilan hydrique de la nappe phréatique après calage du modèle en régime pseudo-permanent.

Recharge et évapotranspiration		
Recharge	Contraintes au calage	Valeurs ajustées
Recharge par les précipitations	$0 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1} < \text{recharge} < 60 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$ (Partie I, Chapitre II)	$20 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$
Komadougou Yobé	Calage de la conductance	$18 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$
Lac Tchad	Calage de la conductance	$7 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$
Aquifères latéraux	Débit imposé	$1,2 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$
Evapotranspiration	Dépend de la profondeur de la nappe libre $0 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1} < \text{évapotranspiration} < 3 \text{ mm} \cdot \text{an}^{-1}$ (Partie I, Chapitre II)	$46 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{an}^{-1}$

Chapitre III

Essai de modélisation de la nappe libre en régime transitoire (depuis 6 300 ans B.P.)

III.1 Introduction

Les variations climatiques qu'a connues le Bassin du Lac Tchad sont les moteurs des variations récentes des ressources en eau de l'aquifère quaternaire. Les extensions et les retraits holocènes du domaine lacustre du lac Tchad ainsi que les fluctuations pluviométriques ont dû avoir des impacts hydrodynamiques importants sur la nappe libre. D'un point de vue hydrodynamique, ces variations se sont traduites par des modifications des conditions aux limites et des alternances d'épisodes à recharge massive et très réduite, voire nulle. Les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère (les perméabilités particulièrement faibles aux centres des deux dépressions) amplifient nettement l'impact de ces limites hydrogéologiques évolutives. La forte sensibilité des modèles de l'aquifère quaternaire à la recharge effective, en régime permanent et en régime transitoire à moyen terme (Leduc et al., 1998 ; Leblanc, 2002 ; Gaultier, 2004) en est une autre preuve.

Après avoir ajusté les conductivités hydrauliques et la recharge nette en régime permanent, nous poursuivons, dans ce chapitre, les simulations numériques pour proposer un modèle paléohydrologique du creusement de la nappe libre dans les régions du Kazzel et du Bornou, cohérent avec les résultats acquis en géochimie. Une première réflexion a été réalisée sur l'évolution temporelle des conditions aux limites et l'intégration des variations climatiques dans l'évolution des recharges nettes de la nappe libre. Les simulations numériques sont ensuite axées sur la conception d'un modèle de transport des chlorures qui apporterait des réponses à la caractérisation du mélange au sein de la nappe libre.

La période que nous désirons simuler débute au retrait du Mégalac. Pour concevoir la piézométrie initiale à introduire dans la modélisation hydrodynamique en régime transitoire nous supposons que des conditions climatiques humides se sont maintenues suffisamment longtemps pour permettre le maintien du Mégalac Tchad à la cote 324 m et l'aboutissement d'un équilibre hydrodynamique entre le Mégalac et la nappe libre (*figure 83*). La piézométrie est à calculer moyennant une modélisation en régime permanent dans lequel le Mégalac représente une limite à potentiel imposé. Le déroulement de la modélisation en régime transitoire est ainsi divisé en deux parties : (i) la détermination de la morphologie initiale de la nappe libre et (ii) la simulation de la piézométrie depuis 6300 ans B.P.

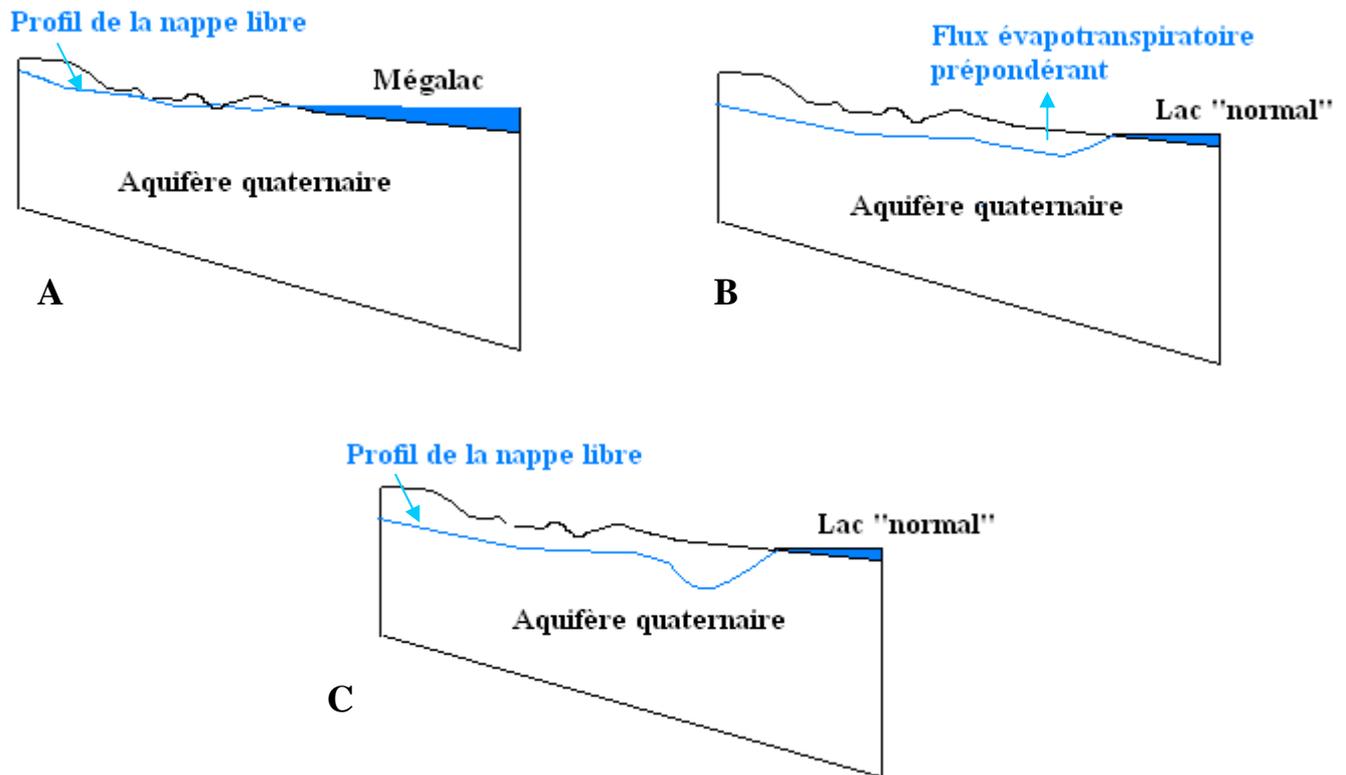


Figure 83 : Coupe schématique Est-Ouest du modèle. A : Etat initial où la nappe libre est en équilibre avec le Mégalac Tchad ; B : Etat intermédiaire après le retrait du Mégalac Tchad ; C : Piézométrie actuelle avec apparition d'une dépression piézométrique sous l'effet de l'évapotranspiration et de la lenteur des flux latéraux.

III.2 Etape I : simulation de la piézométrie initiale : nappe libre en équilibre hydrodynamique avec le Mégalac Tchad

III.2.1 La nappe du Manga à 6300 ans B.P

Le Manga est une zone caractérisée notamment par des variations topographiques locales élevées. La concentration des eaux dans des mares induisant une recharge indirecte de l'aquifère, est fortement susceptible d'avoir lieu (Leblanc, 2002). Des études stratigraphiques et des datations au ^{14}C et de matière organique révèlent la remontée de la nappe libre et son affleurement dans les bas fonds interdunaires du Manga (dont les altitudes varient entre 330 et 340 m) au cours de l'optimum humide holocène (Fontes et Gasse, 1991). Ces études témoignent donc de l'existence d'une recharge active. La quantification, au moins par rapport à l'actuel, de cette recharge demeure délicate.

Dans la partie nord du BLT, bien que le flux de mousson y pénètre amplement, des conditions "hyper-humides" n'auraient pas existé durant l'Holocène. L'aridité est en effet une caractéristique

structurale du Sahara et de sa bordure sahélienne, par opposition à conjoncturelle (Durand, 1995). Maley (1980) constate que la première dégradation du climat vers l'aridité semble se produire à la limite entre le Pliocène inférieur et le Pliocène supérieur. La topographie de cette zone ne montre pas d'irrégularités suggérant la possibilité de concentration des précipitations mais des indices d'existence d'un réseau paléohydrographique ont été révélés par télédétection (Leblanc et al., 2006a et 2006b).

Par ailleurs, l'étude géochimique effectuée par Gaultier (2004) sur une ligne de flux depuis le massif du Termit vers le lac Tchad montre qu'en aval, les eaux anciennes, âgées de 5580(±80) à 7790(±105) ans B.P., présentent des $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{eq}}$ appauvris (-18,7 à -20,4‰) comparables à ceux du CO_2 biogénique mesurées dans le sud du Manga. La décroissance de $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{eq}}$ le long de la ligne de flux met en évidence l'héritage d'une période où la végétation était plus proche des conditions actuelles dans le sud Manga. D'autre part, la faible minéralisation de ces eaux suggère qu'elles se soient infiltrées rapidement vers la nappe lors d'une phase climatique humide. Ceci est en accord avec l'âge de ces eaux qui correspond à la phase lacustre la plus importante enregistrée dans les sédiments lacustres au pied du massif de Termit. Daté entre 7500 et 6000 ans, le niveau du paléolac de piedmont était suffisant pour permettre le déversement des eaux dans la vallée de la Dillia et recharger la nappe phréatique (Servant, 1983 ; Gasse, 2002).

Si nous prenons comme référence le modèle hydrodynamique en régime actuel, la recharge appliquée pour la simulation d'un équilibre avec le Mégalac est évidemment plus élevée. Elle est régie par la superposition et l'antagonisme de plusieurs facteurs : (i) des précipitations plus élevées qui favorisent la percolation des eaux, (ii) l'abondance de la couverture végétale qui, en étant en pleine extension et en pleine activité, interceptera les eaux infiltrées et réduira leur percolation profonde et (iii) l'influence des états de surface dans la détermination des processus de recharge (directe-diffuse ou indirecte-concentrée) qui auraient des répercussions différentes. La complexité de ces facteurs rend sa quantification très délicate. La conception des valeurs de la recharge appliquée au modèle hydrodynamique est régie par deux principes : (i) la non-linéarité entre précipitations sur le BLT et recharge nette de la nappe libre et (ii) l'impossibilité d'appliquer des recharges extrêmement différentes de l'actuel (vu la sensibilité du modèle à ce paramètre).

III.2.2 Résultat des simulations et analyse de sensibilité vis-à-vis de la recharge nette

Par nécessité de simplification nous avons subdivisé le modèle en trois grandes zones de recharge. L'emplacement des lignes séparatrices n'est pas totalement arbitraire, il dépend approximativement de la position des isohyètes à 6300 ans (Lézine, 1996 ; Petit-Maire, 1999) et des caractéristiques géomorphologiques de chaque entité. Pour estimer les taux de recharge nette, nous avons simplement testé divers scénarios dans une très large gamme de valeurs qui décroissent du sud vers le nord. Le scénario qui nous paraît "raisonnable" est conçu avec des taux de recharge qui passent de 6 mm.an⁻¹ dans la partie sud de l'aquifère à 5 mm.an⁻¹ au Manga Méridional puis à 3 mm.an⁻¹ dans la partie nord. La piézométrie déduite de cette modélisation et la distribution spatiale de la recharge nette sont présentées dans les figures 84 et 85. La sensibilité du modèle en régime permanent actuel vis-à-vis de la recharge, déjà évoquée dans la partie précédente, a rendu délicat l'établissement d'un nouvel état d'équilibre hydrodynamique

"raisonnable" avec des recharges beaucoup plus fortes, même en modifiant les conditions de potentiel imposé. La piézométrie obtenue correspond à une nappe très proche du niveau du sol dans le Manga où un affleurement de la nappe est supposé par les carottes sédimentaires (Gasse et al., 2001) et où la topographie contrastée permet une accumulation des eaux (Leblanc, 2002). Dans l'extrême nord de l'aquifère, les indices de l'existence d'un réseau paléohydrologique (Leblanc et al., 2005) et d'un paléolac de piedmont dont le niveau d'eau était suffisant pour permettre le déversement des eaux dans la vallée de la Dillia (Servant, 1983 ; Gasse, 2002) et recharger la nappe libre, pourraient aussi supposer que la nappe libre était très proche du niveau du sol.

Les recharges nettes imposées au modèle, bien que très différentes de l'actuel, demeurent faibles. En effet, bien que les estimations climatiques fassent état de températures plus basses que l'actuel d'environ 2 à 4°C (Lézine et Casanova, 1989), le potentiel énergétique de la bande sahélienne demeure important et une évapotranspiration, probablement plus forte que l'actuelle, est susceptible d'avoir lieu et d'intercepter les flux partant vers la nappe libre. De même, le modèle aboutit à une différence relative entre les taux de recharge au sud et au nord (50%) inférieure à la différence relative entre ces taux de recharge en régime permanent actuel (75%). Ce résultat peut être justifié par l'existence d'un couvert végétal plus abondant au sud et donc un potentiel évapotranspiratoire plus élevé.

Pour tester la sensibilité du modèle à la recharge nette, nous l'avons fait varier de $\pm 50\%$. Les résultats sont présentés sur la *figure 86*. On constate qu'un taux de recharge plus élevé de 50% induit des niveaux piézométriques supérieurs au niveau du sol sur tout l'aquifère. Ils dépassent 430 m dans le nord et 400 m dans le sud. Par contre une recharge inférieure de 50% aboutit à des niveaux d'eau largement en-dessous de la surface du sol pour le Manga (profondeur de la nappe libre $\geq +20\text{m}$). Ces profondeurs semblent élevées pour une période qui correspond à une recharge intense de la nappe libre.

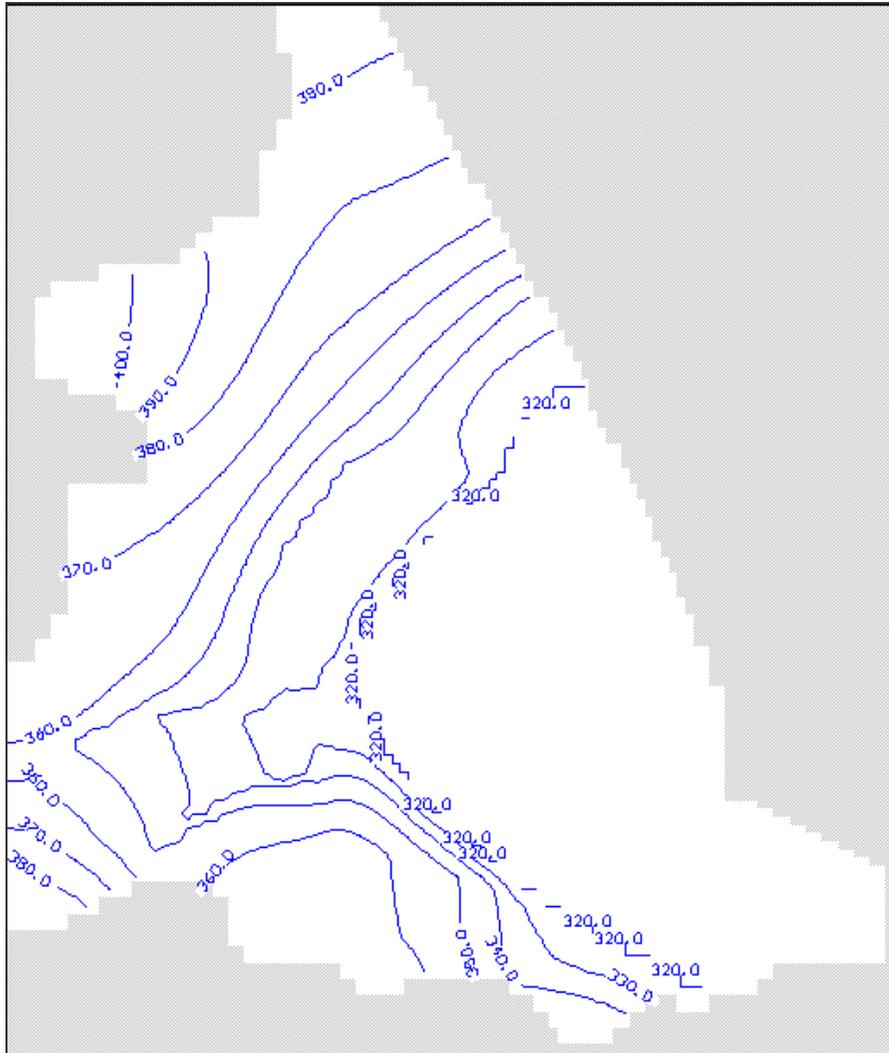


Figure 84 : Résultat de la simulation en régime permanent avec Mégalac Tchad

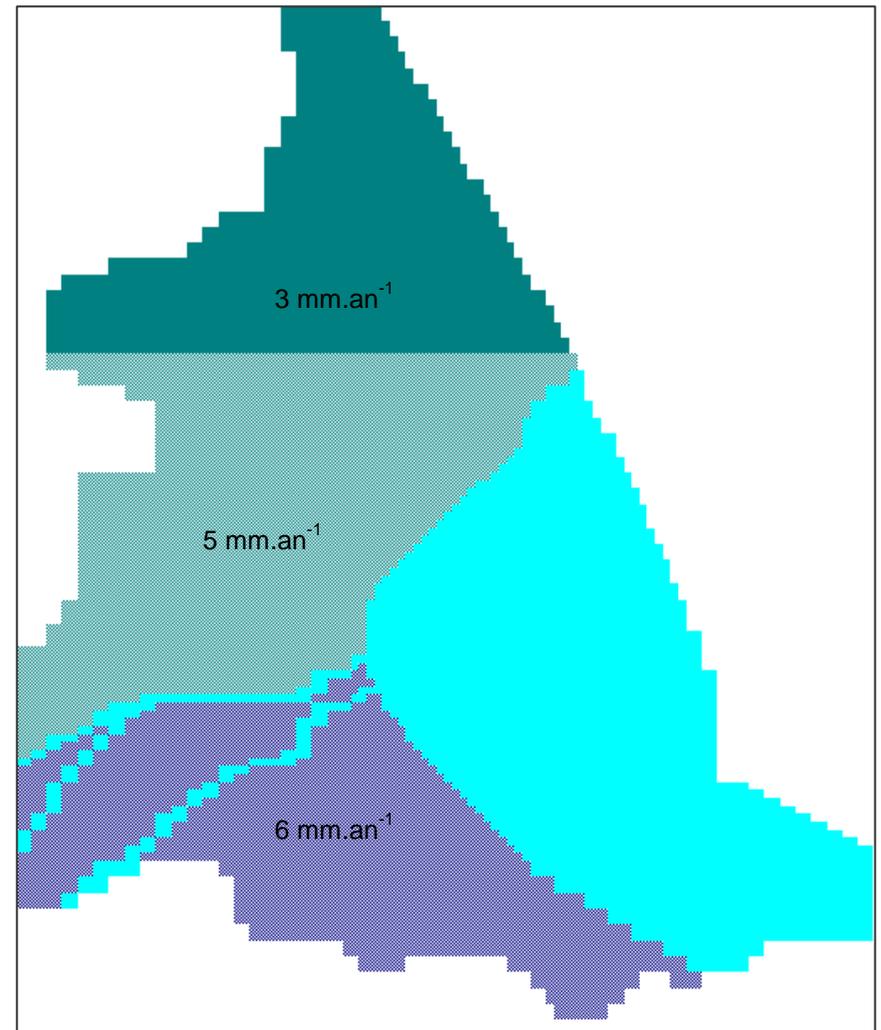


Figure 85 : Distribution spatiale de la recharge nette

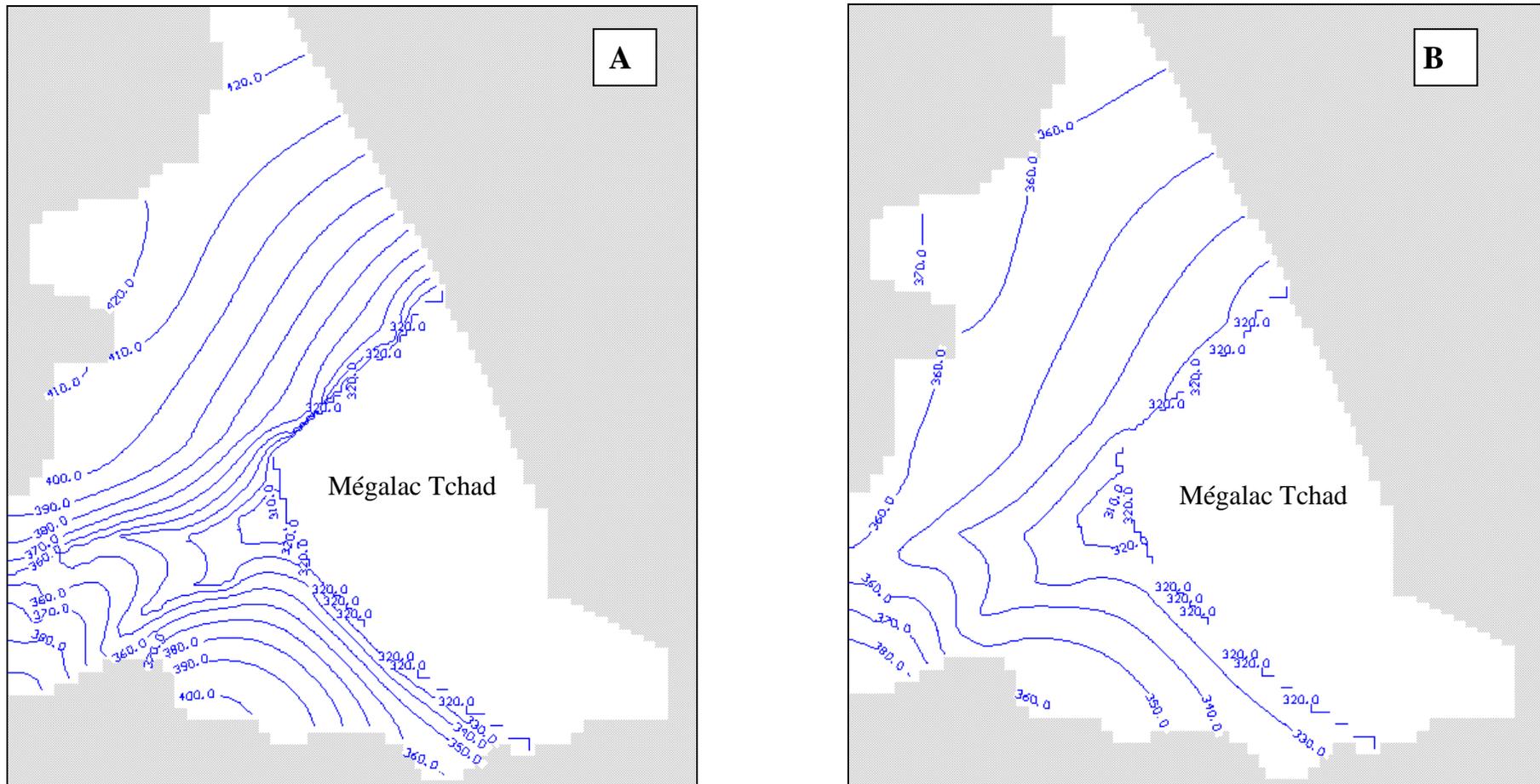


Figure 86: Carte piézométrique de la nappe libre

(A) : Recharge nette supérieure de 50% à la recharge nette du modèle gardé de l'état initial

(B) : Recharge nette inférieure de 50% à la recharge nette du modèle gardé de l'état initial.

- **Validité de l'hypothèse** : Est-il réaliste que la nappe libre soit en équilibre hydrodynamique avec le Mégalac Tchad au début des simulations ?

Pour tester la validité de notre hypothèse de départ, nous avons tenté de simuler en régime transitoire l'évolution de la piézométrie avec un potentiel imposé correspondant au Mégalac Tchad et en partant d'une nappe qui présente déjà des dépressions piézométriques. L'objectif est d'estimer le temps que nécessiterait la nappe libre pour aboutir à un équilibre avec le Mégalac Tchad. Nous supposons que, du fait des caractéristiques hydrodynamiques et géomorphologiques des plaines du Kadzell et du Bornou, le creusement de la nappe pourrait avoir lieu dès que des conditions arides s'installent. Pour un premier essai, nous avons supposé un cas extrême dans lequel la piézométrie initiale est identique à l'actuel. Pour ne pas alourdir les interprétations, les détails de ces simulations sont présentés dans *l'annexe 8*. Les résultats obtenus révèlent des périodes assez courtes pour l'établissement d'un tel équilibre, quelque soit les valeurs de la porosité. La durée moyenne est de 50 ans, avec une porosité homogène égale à 5%. En parallèle, les résultats préliminaires d'un modèle hydrologique simplifié du Mégalac Tchad, laissent supposer que le maintien d'un tel lac sur une période d'au moins 100 ans est possible même lorsque les conditions climatiques commence à devenir moins humides. Les simulations ont été effectuées en se basant sur le modèle paléoclimatique proposé par Servant (1983) et sur les relations cote/volume/surface du Mégalac Tchad établies par Leblanc et al. (2006). Les formulations et les détails de cette simulation hydrologique sont présentés en *annexe 9*. Malgré les nombreuses incertitudes qui pèsent sur ce modèle, les résultats obtenus permettent de prouver la vraisemblance de notre scénario de départ.

III.3 Etape II : simulation de l'évolution de la nappe libre depuis 6300 ans B.P.

Dans cette partie, nous visons à reproduire, avec les conditions aux limites les plus vérifiées, une chronique plausible du creusement de la nappe libre dans les régions du Bornou et du Kadzell. Les simulations numériques réalisées ne peuvent être qu'expressives. Leur intérêt provient surtout de l'analyse de sensibilité du modèle hydrodynamique aux paramètres "potentiel imposé" et "recharge nette". Le premier scénario testé est volontairement schématique et très probablement non réaliste. Il consiste à réduire l'extension du Mégalac jusqu'à sa superficie actuelle, à $t_0=6300$ B.P. et à ne plus le faire apparaître. Le niveau du Mégalac Tchad baisse et il s'assèche assez rapidement. La dynamique de la nappe libre, sûrement beaucoup plus lente, dépendra essentiellement de l'extension des surfaces potentiellement très évaporantes.

III.3.1 Conditions aux limites

III.3.1.1 Piézométrie initiale

La modélisation en régime transitoire débute après le retrait du Mégalac. Dans le Manga, la piézométrie initiale est déduite de la simulation en régime permanent de l'équilibre entre le Mégalac et la nappe libre. Dans les plaines du Kadzell et du Bornou (zones émergentes après le retrait du Mégalac) nous supposons que l'aquifère est à sa capacité maximale ; les niveaux piézométriques correspondent donc à la topographie, supposée égale à l'actuelle.

III.3.1.2 Conditions de rivière

Au cours de cette étape de la modélisation, nous récupérons la même configuration des conditions de rivières et de potentiel imposé appliquées en régime permanent actuel. La Komadougou Yobé et le lac Tchad imposent des conditions de rivières, et El-Beid représente un potentiel imposé. Par nécessité de simplification, les caractéristiques de ces conditions aux limites restent inchangées durant toute la période modélisée.

III.3.1.3 Baisse de la recharge nette après la rupture climatique : suivant quelle allure ?

Le début de la période que nous modélisons correspond à une rupture climatique majeure qui a induit le recul du Mégalac. Cette rupture fut le commencement d'une dégradation "pseudo-continue" du climat jusqu'à l'actuel. Nous admettons que, suite à cette dégradation climatique généralisée, la recharge nette baisse dans toute la zone modélisée. L'emplacement particulier du BLT (son appartenance à plusieurs domaines climatiques) et la diversité de ses caractéristiques géomorphologiques font que l'ampleur de cette rupture et son impact sur la recharge de la nappe libre varieraient dans les différentes régions.

- **Facteurs pouvant intervenir dans l'évolution de la recharge**

Une évolution étagée en latitude : Des études paléo-climatiques dans les régions centrafricaines et camerounaises où les principaux fleuves prennent leurs sources, montrent que les variations climatiques holocènes dans ces régions n'ont que des amplitudes modérées (à l'exception d'un

épisode de dégradation des formations de basse et moyenne altitude autour de 3000 ans B.P. (Lézine et Vergnaud-Grazzini, 1993 ; Servant, 1983)), alors que plusieurs successions d'épisodes humides et arides bien contrastés auraient eu lieu dans des zones plus au nord (Partie I, Chapitre I). Si nous admettons que les ruptures climatiques affectent notre zone d'étude en même temps, leurs amplitudes varient probablement en fonction de la latitude. La variation de la recharge nette ne s'effectue pas dans les mêmes proportions pour les zones nord, centrale et sud. La diminution des taux de recharge jusqu'aux valeurs actuelles serait brutale et "irréversible" au nord du site ; au centre et au sud, elle s'effectuerait graduellement. Ceci peut être justifié, par exemple, par les âges radiométriques élevés des eaux souterraines à l'extrême nord du site de 5580(±80) à 7790(±105) ans B.P. avec des $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{eq}}$ appauvries (-18,7 à -20,4‰) et une faible minéralisation (Gaultier, 2004) qui suggèrent que les eaux, infiltrées rapidement vers la nappe, ont conservé les signatures isotopique et chimique de cet épisode. Les travaux de Leduc et al. (2000) et Gaultier (2004) dans le Manga Méridional ainsi que ceux de Goni (2006) et Maduabuchi et al., (2006) dans le sud de l'aquifère (plaine du Bornou non comprise) indiquent que les eaux souterraines présentent une composition isotopique qui suggère plutôt un mélange entre des eaux qui se sont infiltrées pendant des épisodes différents.

Impact mitigé de l'évolution de la couverture végétale : Malgré la diminution des précipitations sur tout le BLT, le passage à une végétation moins dense pourrait induire une recharge "potentielle" plus élevée ; l'exemple le plus marquant étant la hausse piézométrique observée dans la dépression de Kori de Dantiandou au sud-ouest du Niger (Favreau et al., 2001 ; Leduc et al., 2001). Cette configuration n'est cependant observable que dans des zones où la recharge serait essentiellement indirecte, favorisée par l'augmentation du ruissellement et la concentration des eaux dans des dépressions topographiques. Mis à part le Manga Méridional, peu d'indices permettent d'envisager cette configuration dans le BLT. Par ailleurs, aucune tendance à la remontée n'est observable suite au dépérissement de la végétation après la sécheresse persistance des dernières décennies.

Evolution de la recharge selon processus diffus/localisé : En zones semi-arides, la recharge de type indirect est reconnue comme étant généralement plus importante que la recharge directe (Lerner et al., 1990 ; Leduc et Desconnets, 1994 ; Simmers et Hendrickx, 1997 ; Favreau, 2000a ; Leduc et al., 2001 ; Simmers, 2003). La possibilité d'un processus de recharge indirecte dans le BLT a été étudiée par Leblanc (2002) en se basant sur une étude assez fine de la topographie locale, à partir des données MSS et TM. Les zones caractérisées par des variations topographiques locales élevées (dans les limites de notre modèle) sont les dunes au sud du Manga, où une concentration des eaux dans des mares, donc une recharge indirecte de l'aquifère, est susceptible d'avoir lieu. D'une manière générale, la recharge indirecte croît en terme d'apport total à la nappe avec l'augmentation de l'aridité alors que la recharge directe diminue (Gee et Hillel, 1998). Dans notre modèle, l'intégration de la recharge indirecte au Manga Méridional est impossible vu la prépondérance de l'effet d'échelle. Ainsi, l'identification de l'impact de l'augmentation de l'apport total de la recharge indirecte (par rapport à la recharge diffuse) en terme de conséquences hydrodynamique et chimique est impossible au Manga Méridional.

- Evolution de la recharge et baisse des niveaux piézométriques dans la dépression du Kadzell dans les modélisations en régime transitoire depuis les années 1970 (Leblanc, 2002 ; Gaultier, 2004). **Essai de transposabilité?**

À la lumière des fluctuations pluviométriques sur les derniers 6300 ans, la récurrence, l'ampleur et la durée des sécheresses du 20^{ième} siècle paraissent de loin moins exceptionnelles, même si ce dernier se présente dans l'ensemble comme l'un des plus arides de l'Holocène. Dans les zones où une recharge diffuse est possible, la vitesse de transfert à travers la zone non saturée est de plusieurs décennies, voire plus, l'impact d'une rupture climatique sur la recharge nette peut ne pas être perceptible à court ou à moyen terme (Dinçer, 1980 ; Cook et al., 1992 ; Bromley et al., 1997). Ainsi, Leblanc (2002) constate que la diminution des taux de la recharge de 50% (par rapport au régime permanent) n'a de répercussions perceptibles, et encore très modérées, que dans des zones limitées aux dunes du Kanem et du Harr et au sud du Manga, la diminution de la recharge par les précipitations n'affecte pas les dépressions piézométriques si les flux évapotranspiratoires au niveau de ces dépressions-mêmes ne sont pas modifiés. Pour intégrer la baisse des niveaux piézométriques observée depuis les années 1970 dans la dépression piézométrique du Kadzell, Gaultier (2004) a fait diminuer la recharge nette sur la plaine du Kadzell par l'équivalent de cette baisse en lame d'eau évaporée (0,3 mm.an⁻¹). Si nous raisonnons par analogie, il nous faudra diminuer la recharge de 0,35 mm.an⁻¹ (pour une porosité de 5%) durant toute la période simulée ; en considérant une recharge nette nulle après le retrait du Mégalac Tchad ceci aboutira à des taux de recharge extrêmement faibles donc irréalistes.

➡ Evolution de la recharge nette dans notre modèle

Dans les zones où une recharge active est possible : La recharge directe, se définissant à l'échelle de l'événement pluvieux en fonction de l'intensité et de la hauteur de l'averse, doit s'affaiblir après une rupture climatique. Les valeurs initiales correspondent aux recharges avec lesquelles a été calé l'équilibre hydrodynamique entre le Mégalac et la nappe libre. La recharge diminue en fonction du temps jusqu'à atteindre les valeurs avec lesquelles est calé le modèle en régime permanent actuel. La baisse de la recharge est brutale au nord de l'aquifère et graduelle au centre et au sud.

Dans les zones où le bilan hydrique local est négatif : Pour intégrer en régime transitoire la baisse piézométrique à long terme au centre des deux dépressions, nous supposons que la recharge s'estompe dès le retrait du Mégalac. L'aridification du climat est favorable à l'établissement d'un régime quasi-permanent d'évapotranspiration à partir de la nappe libre. Nous imposons donc des recharges négatives durant toute la période modélisée. L'évapotranspiration étant principalement fonction de l'épaisseur de la zone non saturée (Coudrain et al., 2003), elle serait maximale au début de la rupture climatique et du retrait du Mégalac quand la nappe libre est dans sa position la plus proche de la surface du sol. Le bilan de l'infiltration des pluies (très probablement active quand même après le retrait du Mégalac) et de la reprise évaporatoire est négatif. Au fur et à mesure que la nappe baisse l'évapotranspiration diminue et tend à des valeurs tangentes et le bilan infiltration-évapotranspiration (recharge nette) diminue jusqu'aux valeurs avec lesquelles est

calé le régime permanent actuel. La recharge sera appliquée analogiquement au régime permanent suivant une zonalité centripète qui s'affirme en fonction du temps.

III.3.2 Discrétisation temporelle

Dans MODFLOW, une période (T) d'invariance des conditions et des paramètres est appelée "stress period". Elle est découpée en un certain nombre (n) d'intervalles de temps de calcul réguliers (dt). En régime transitoire, le temps est pris en compte dans l'équation aux dérivées partielles de l'écoulement souterrain. Il s'agit d'une approximation du type "backward difference", où l'approximation (dh/dt) est obtenue à partir du temps précédent.

D'une manière générale, les propriétés structurales et les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère quaternaire imposent une circulation lente des flux. Ceci est démontré à la fois par l'analyse de son comportement hydrodynamique et par sa sensibilité aux variations extrêmes du potentiel "lac" au cours des 30 dernières années. Aussi, l'interprétation des teneurs en isotopes radioactifs (Leduc et al., 2000) aboutit à des taux de renouvellement annuels médians de 0,10 et 0,05 % respectivement pour le ^{14}C et pour le ^3H . Raisonnablement, le pas de temps du calcul ne devrait pas être fin. Un pas de temps de 10 ans devrait permettre l'appréhension de l'évolution de la dynamique de la nappe libre d'une manière suffisamment détaillée avec un gain de temps de calcul considérable.

III.3.3 Résultats des simulations

L'organisation spatiale des mailles infiltrantes et exfiltrantes a été fixée suivant une zonalité semblable à l'actuel mais moins discrétisée (*figure 87 et tableau 4*). La tendance générale de la dynamique hydrogéologique est reproduite sur toute la zone modélisée, aussi bien pour les plaines du Kadzell et du Bornou, pour les bordures de la rivière et du lac Tchad et pour le Manga. Les *figures 88 et 89* représentent un scénario possible de l'évolution des niveaux piézométriques dans les puits d'observation, la porosité est fixée à 10% sur la totalité de l'aquifère. Au niveau des dépressions piézométriques, les flux imposés sont compris entre -9 et -11 mm.an⁻¹ pendant les premières décennies après l'exondation. Ils décroissent ensuite exponentiellement jusqu'à -0,05 mm.an⁻¹. A l'extrême nord de l'aquifère (zone 1 dans la *figure 87*), la recharge diminue d'une façon plus brutale de 3 à 0,3 mm.an⁻¹ tandis qu'au Manga nigérien (zone 2), elle passe graduellement de 5 à 0,07 mm.an⁻¹. Au sud du Bornou (zones 5 et 6), la recharge nette passe graduellement de 6 à -0,2 mm.an⁻¹ et de 6 à 1,2 mm.an⁻¹ respectivement.

A partir de la porosité et des flux calés, le modèle permet de définir des durées de 3 000 à 4 000 ans pour obtenir une configuration piézométrique proche de l'actuelle. Aux centres des deux dépressions piézométriques (points Kosseyri, Likitiré, Kaolo Djima et Kolomanga au Kadzell ; points Zuwo Burari et Kuda Lawanti au Bornou), la vitesse de l'abaissement du niveau de la nappe libre est logiquement élevée dans les premières 2000 ans qui suivent le retrait du Mégalac. Progressivement, cette baisse s'atténue en raison du flux ascendant de plus en plus faible. En bordure du lac Tchad et de la Komadougou Yobé, où le potentiel demeure soutenu par ces deux limites, le niveau saturé de la nappe libre diminue rapidement les premières années consécutives au retrait du Mégalac puis tend à se stabiliser.

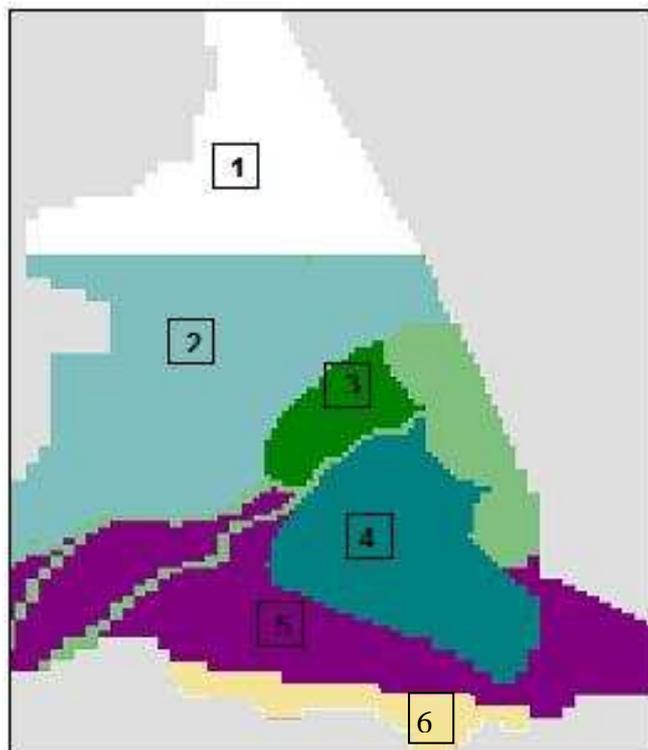


Figure 87 : Distribution spatiale de la recharge nette

Tableau 4 : Valeurs minimales et maximales des recharges nettes appliquées au modèle, en régime transitoire

Zone	Recharge (mm.an ⁻¹)	
	Min	Max
1	0,3	3
2	0,7	5
3	-9	-0,05
4	-11	-0,05
5	-0,2	6
6	1,2	6

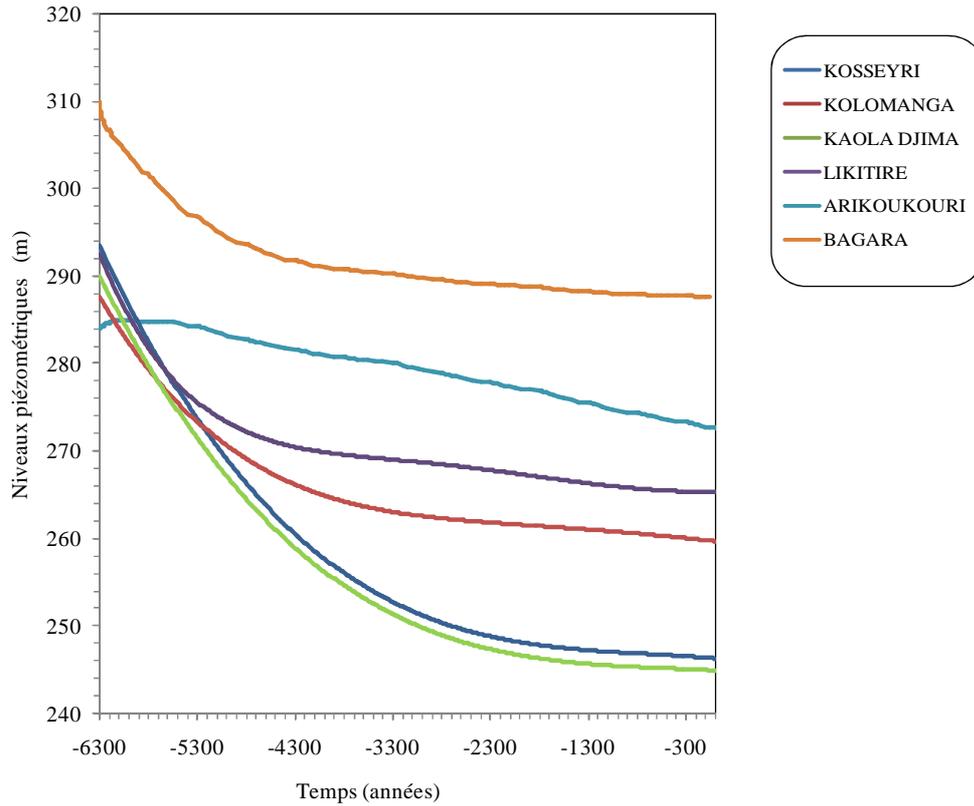


Figure 88 : Evolution de la piézométrie dans les puits d'observation du Kadzell.

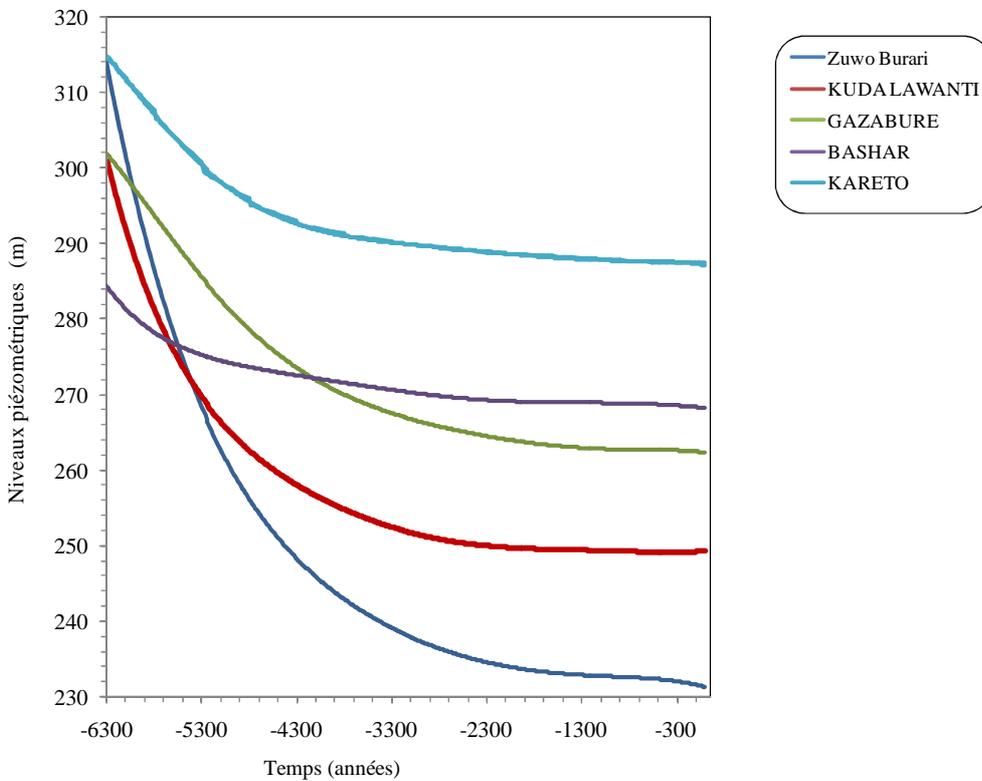


Figure 89 : Evolution de la piézométrie dans les puits d'observation du Bornou.

- **Comparaison avec les niveaux piézométriques mesurés au Kadzell depuis les années 1990**

L'évolution des niveaux piézométriques dans 3 piézomètres où nous disposons de chroniques à partir des années 1990 est illustrée dans la *figure 90*. Les niveaux calculés sont déficitaires d'au plus 5 m mais semblent retranscrire assez bien l'inertie relative des niveaux piézométriques au cœur de la dépression.

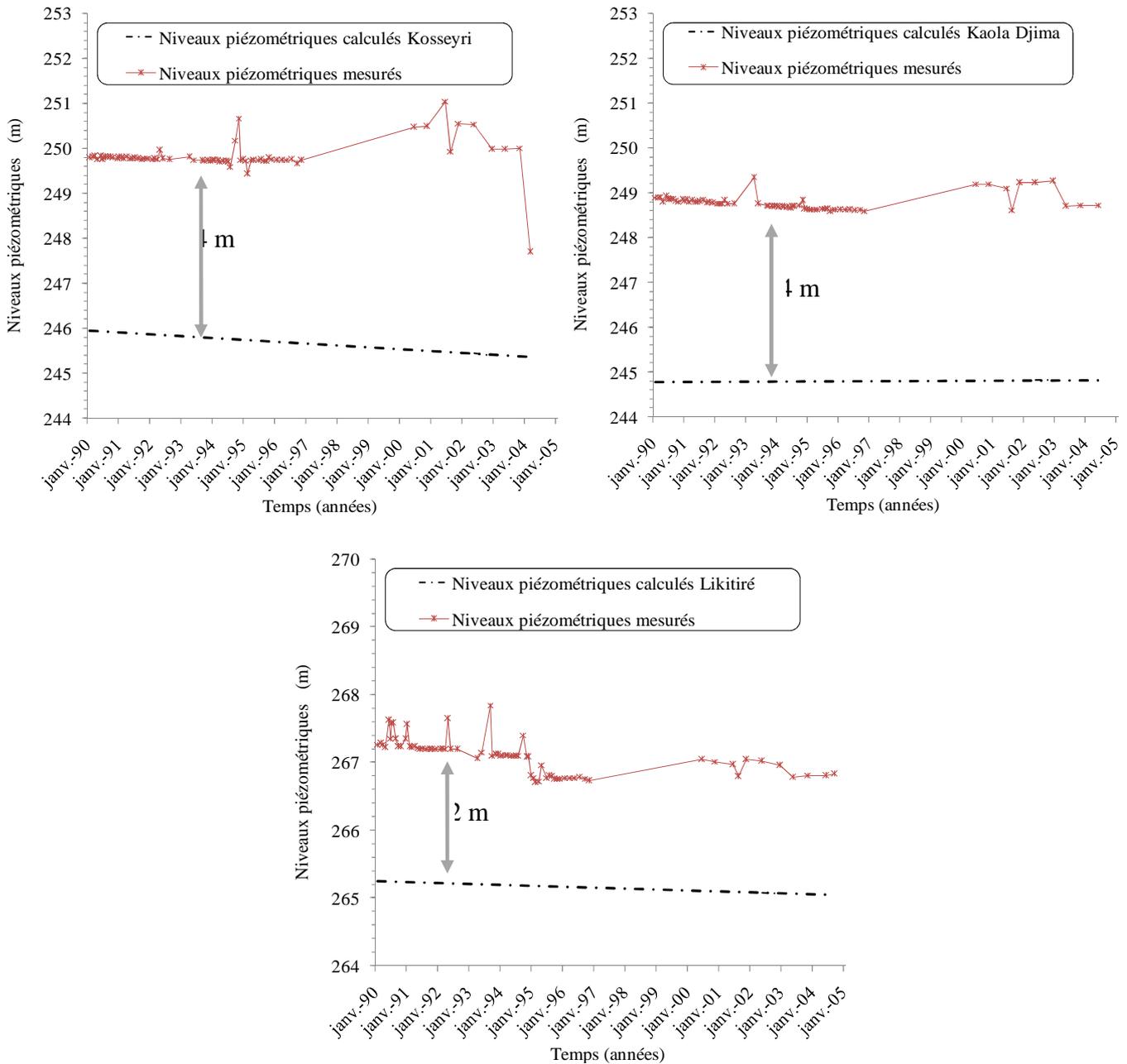


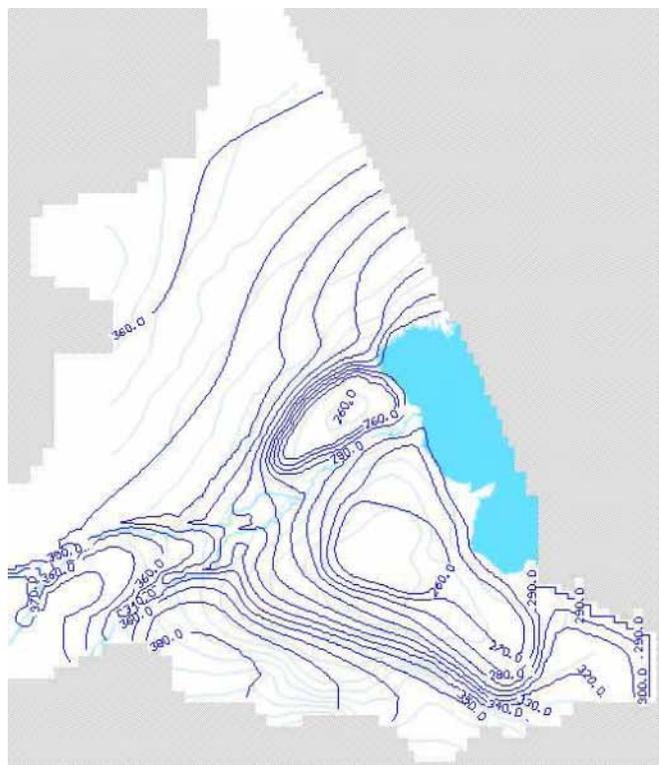
Figure 90: Comparaison entre la piézométrie mesurée et la piézométrie simulée dans 3 piézomètres de la plaine du Kadzell.

III.3.4 Analyse de sensibilité du modèle

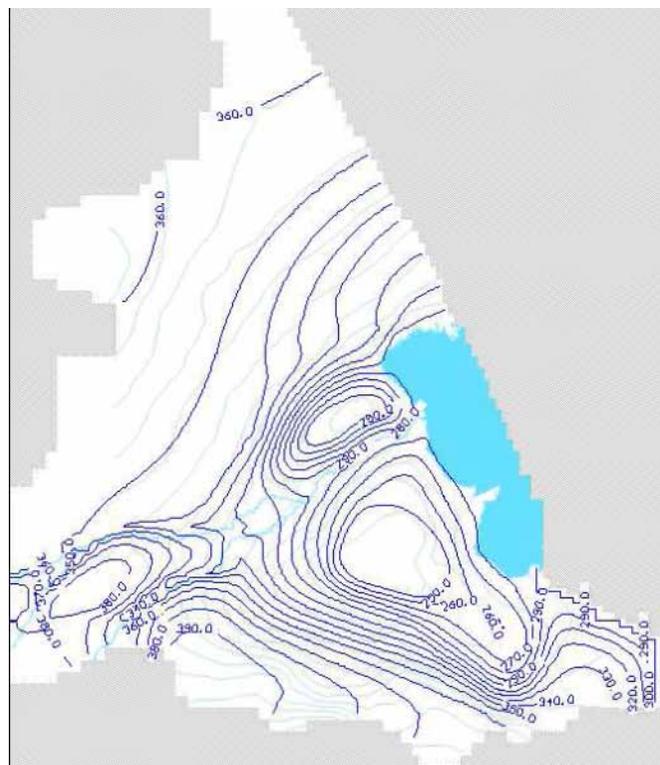
III.3.4.1 Sensibilité vis-à-vis de la porosité

La gamme des valeurs de porosité proposées dans des contextes lithologiques similaires ou celles déduites à partir du calage des modèles numériques (Leblanc, 2002 ; Gaultier, 2004) laisse une certaine liberté quant à l'estimation d'un ordre de grandeur. Les *figures 91 et 92* montrent deux scénarios possibles de l'évolution de la nappe libre avec une porosité uniforme de 10% et une porosité hétérogène de 10% et 7%.

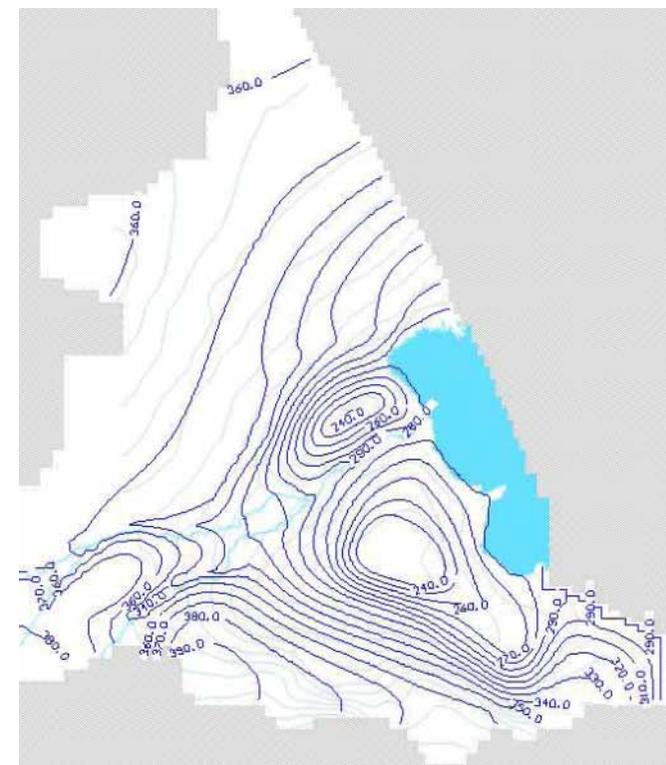
Au niveau des dépressions piézométriques, plus la porosité est faible, plus la marque de l'évapotranspiration se ressent et le creusement de la nappe libre est rapide. A titre d'exemple, pour une porosité égale à 10%, l'extension de l'isopièze 260 m dans le Bornou après 4 000 ans du retrait du Mégalac est largement inférieure à celle de la même époque pour une porosité égale à 7% qui occupe déjà une bonne partie de la plaine. Ces constatations sont à peine perceptibles pour le Kadzell. Dans le reste de l'aquifère, le changement des porosités n'impliquent pas une grande modification de la morphologie de la nappe libre.



T = 4000 ans B.P.



T = 2000 ans B.P.



Etat actuel

Figure 91: Piézométrie de la nappe libre à différents pas de temps en régime transitoire pour une porosité uniforme= 10%.

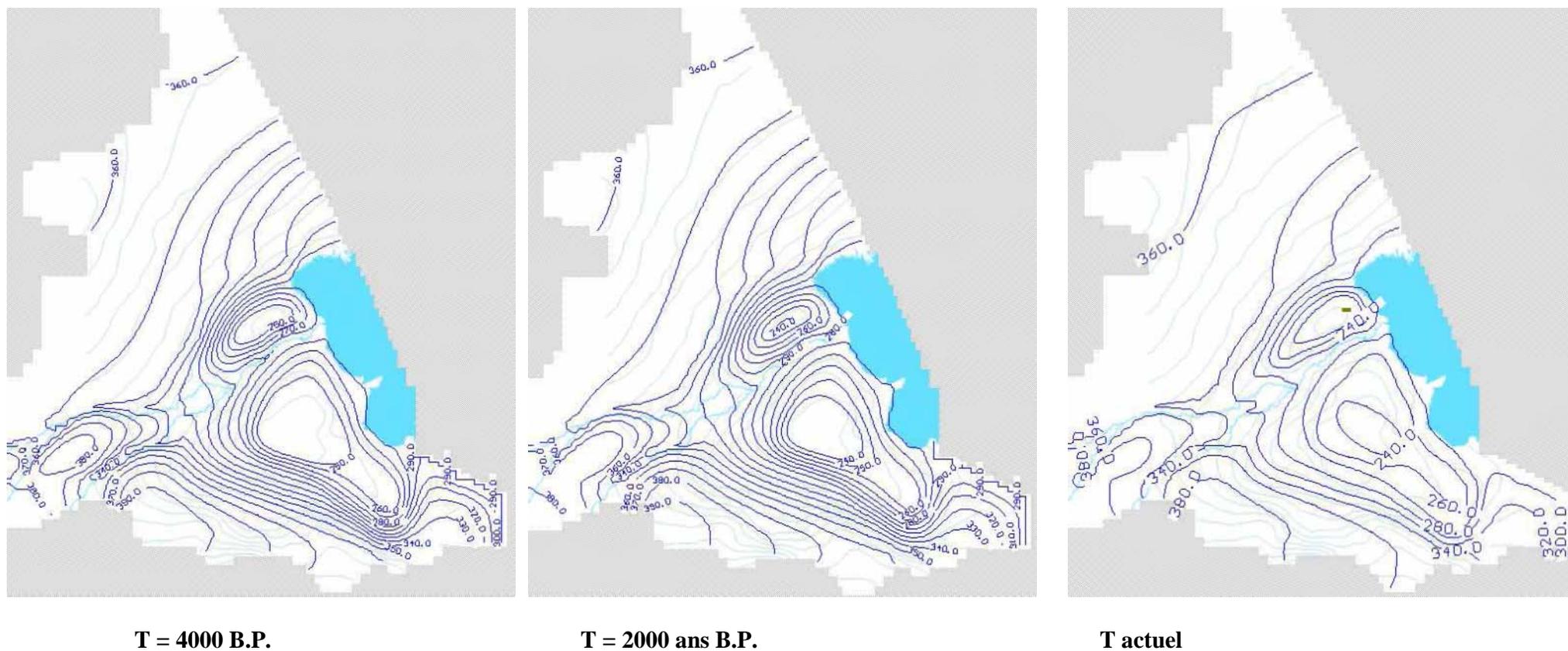


Figure 92 : Piézométrie de la nappe libre à différents pas de temps en régime transitoire pour une porosité uniforme= 10%

La porosité au niveau des dépressions piézométriques = 7%.

III.3.4.2 Impact du retour à des conditions plus humides sur la piézométrie aux cœurs des deux dépressions piézométriques

Pias (1970) repère une recrudescence humide avec augmentation des apports fluviaux et une nouvelle remontée du lac à un niveau 287-290 m entre 3200 et 1800 ans B.P. L'influence de cette recrudescence sur le fonctionnement hydrodynamique du modèle a été testée. Dans des premiers essais nous avons supposé qu'aux alentours de 3 000 ans B.P., le lac s'est maintenu à une cote égale à 290 m pendant 100 ans. Il se retire ensuite jusqu'à ses limites actuelles (282 m). Pendant cette période, les recharges nettes sont augmentées arbitrairement de + 50% par rapport au modèle transitoire de référence (scénario1) sur toute la zone modélisée. Le retour à la cote 282 m s'accompagne du retour aux mêmes valeurs de recharge nette que le modèle de référence. Après le retrait du lac à sa cote "moyenne", nous appliquons une recharge nette négative au niveau des zones émergées supérieure à celles avec lesquelles débutent le modèle de référence (-7 mm.an^{-1} au Bornou contre -11 mm.an^{-1} pour le modèle de référence et -5 mm.an^{-1} au Kadzell contre -9 mm.an^{-1} pour le modèle de référence). En effet, l'augmentation des niveaux piézométriques engendrée par le retour du lac Tchad à la cote 290 m ne permet tout de même pas le retour aux niveaux avec lesquels nous avons débuté la modélisation de référence (qui correspondent à la topographie dans les plaines du Kadzell et du Bornou). La reprise évaporatoire (fonction inverse de la profondeur) est par conséquent moins élevée.

La *figure 93* montre une des possibilités de l'évolution des niveaux piézométriques dans deux piézomètres de la plaine du Kadzell dans le cas d'une disparition du Mégalac et aridification progressive (scénario1) et dans le cas d'une disparition du Mégalac suivi d'une recrudescence humide (scénario2). L'évolution des niveaux piézométriques est similaire dans les deux puits pour un même scénario. Le niveau piézométrique augmente très rapidement après l'augmentation des cotes du lac puis chutent brutalement après sa disparition. Comparées aux incertitudes, les différences entre les deux simulations ne sont pas très importantes.

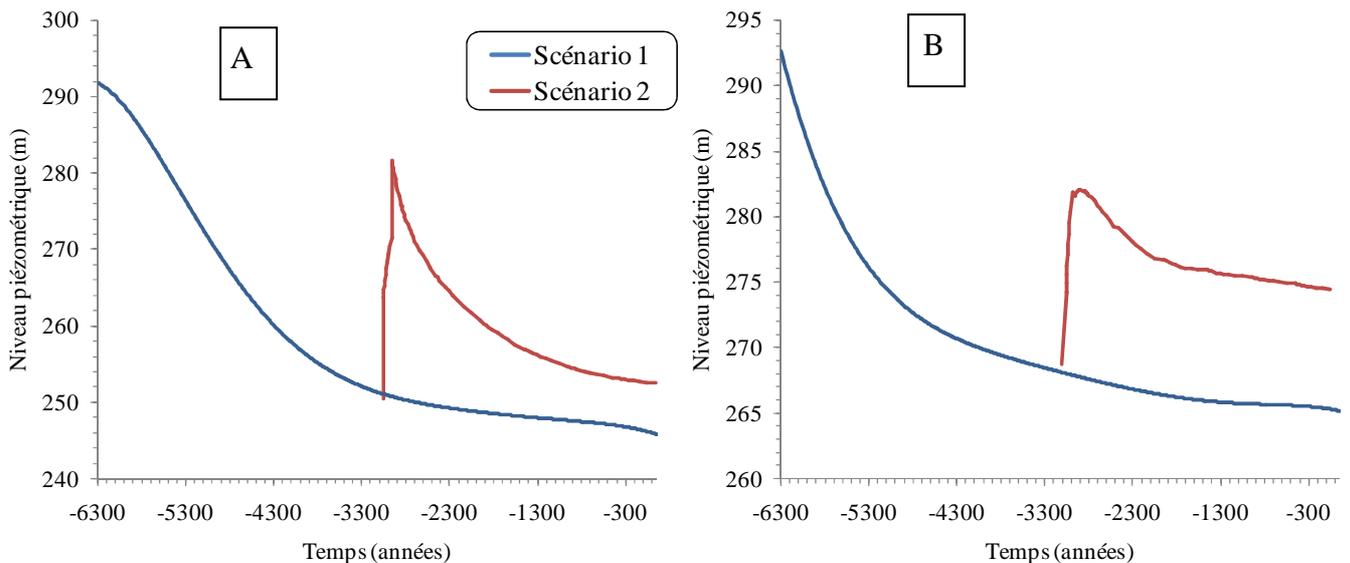


Figure 93 : Evolution piézométrique à Kosseyri (A) et à Likitiré (B) selon les deux scénarios.

III.3.4.3 Pourquoi ne pas faire disparaître le lac Tchad à $t = 0$?

Il est probable que des conditions climatiques pouvant engendrer la disparition brutale du Mégalac Tchad soient peu propices à son maintien au stade "moyen lac", elles engendreraient plutôt la disparition totale du lac Tchad. Le maintien du lac Tchad à la cote 282 m au cours de la modélisation en régime transitoire est choisi à cause des limites de la zone modélisée. En effet, comme les cellules inactives à l'est du modèle empêchent la continuité avec le reste de l'aquifère, la disparition totale du lac Tchad et de la Komadougou Yobé engendre une dépression piézométrique vaste au niveau du Kadzell, du Bornou et sous le lac Tchad. Cette dynamique de la nappe libre est complètement irréaliste si le modèle permet le transfert des flux vers l'est de l'aquifère.

III.4 Conclusion

La simulation du fonctionnement hydrodynamique de la nappe libre depuis la dernière extension du Mégalac Tchad (vers 6300 ans B.P.) montre que l'application d'une recharge négative allant d'une dizaine de mm, aussitôt que le Mégalac se retire, vers les valeurs de recharge nette actuelles est suffisante pour créer et maintenir les dépressions piézométriques. Au niveau des dépressions piézométriques, les flux imposés sont compris entre -9 et -11 mm.an⁻¹ pendant les premières décennies après l'exondation. Ils décroissent ensuite exponentiellement jusqu'à -0,05 mm.an⁻¹.

La vitesse de l'abaissement du niveau de la nappe libre est plus élevée dans le premier millénaire qui suit le retrait du Mégalac. Cette baisse s'atténue progressivement en raison du flux ascendant de plus en plus faible puisque l'évapotranspiration est une fonction inverse de la profondeur de la nappe libre.

L'allure simulée des niveaux piézométriques au sein des dépressions piézométriques ne représente qu'une possibilité parmi plusieurs autres. Des taux de recharge plus faibles en début de la simulation qui décroissent plus rapidement donneraient une configuration proche. De même, une diminution par séquences brutales de la recharge peut aussi aboutir à une évolution des niveaux piézométriques tout à fait "logique". L'intérêt de cet essai de modélisation réside surtout dans la validation du schéma conceptuel proposé par Aranyossy et al. (1989), Leduc et al. (1998)... pour la création et le maintien des dépressions piézométriques dans notre zone d'étude avec des taux de recharge négatifs qui peuvent ne pas dépasser 10 mm.an⁻¹.

L'absence d'un enrichissement isotopique vers le centre des dépressions ne va pas à l'encontre d'une évapotranspiration dominante. En effet, l'évaporation de la frange capillaire d'une nappe libre et la transpiration ne s'accompagnent pas de fractionnement isotopique ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) de l'eau résiduelle.

Chapitre IV

Modélisation couplée : hydrodynamique - transport des chlorures

IV.1 Introduction

Dans l'aquifère, l'élément chlorure est conservé en solution. Sa variation spatiale dépend des conditions de flux d'entrée et de sortie aux limites et des propriétés de l'aquifère. Il n'est pas intégré dans les processus géochimiques qui affectent les eaux souterraines suite à leur interaction avec les formations lithologiques encaissantes. Le caractère conservatif et l'abondance de cet élément en font un traceur idéal des eaux souterraines. A ces caractéristiques, s'ajoute, dans notre zone d'étude, la grande hétérogénéité de ses concentrations. Elles sont assez contrastées pour qu'elles puissent, *a priori*, apporter des indications quant au fonctionnement hydrodynamique de la nappe libre et les directions prépondérantes des flux.

L'objectif de cette partie est de comprendre l'origine de la variabilité spatiale des chlorures dans la nappe libre, suite à la disparition du Mégalac. Cette problématique, déjà abordée avec les interprétations géochimiques et isotopiques, va être perçue sous l'angle de la modélisation du transfert des chlorures, par laquelle nous testerons certaines des hypothèses quant aux conditions aux limites et aux concentrations initiales des chlorures. Le but de cette modélisation n'est pas de reconstituer les valeurs exactes des concentrations mais de reproduire une tendance et une répartition spatiale qui s'accordent avec celles observées actuellement au Kadzell et au Bornou. Le Manga est exclu de notre analyse. En effet, la prépondérance des facteurs locaux sur le chimisme des cuvettes du Manga rend infructueuse toute étude à l'échelle spatiale et temporelle de notre étude. Néanmoins, il sera marqué "actif" dans le modèle pour ne pas induire des effets de limites. Nous y imposerons une concentration homogène et invariable au cours du temps.

IV.2 Aperçu sur les fondements théoriques

On distingue trois mécanismes principaux de migration : la convection, la diffusion et la dispersion cinématique. La combinaison des écritures physiques de ces trois mécanismes nous donne la formule usuelle de l'équation de dispersion : $w \frac{\partial c}{\partial t} = \text{div}(\underline{D} \text{grad} c - c \vec{U})$

D étant le coefficient de dispersion qui représente l'ensemble des effets sur le comportement des particules (identiques ou différentes), d'un fluide en mouvement dans un milieu poreux, de phénomènes mécaniques et physico-chimiques, qui peuvent se traduire par des hétérogénéités - dans le temps et dans l'espace - des concentrations d'un soluté dans le fluide ou du mélange de fluides miscibles. Ils comprennent la dispersion cinématique et la diffusion moléculaire, ou dispersion physico-chimique (De Marsily, 1994).

IV.3 Hypothèses sur les concentrations initiales en chlorures dans les eaux souterraines

L'incertitude majeure relative à cette étape de la modélisation réside dans l'estimation des concentrations initiales des chlorures dans l'aquifère, qui soient cohérentes avec les caractéristiques chimiques et isotopiques des eaux souterraines.

Au Niger, les fortes concentrations en chlorures au centre de la dépression piézométrique ont été interprétées comme la résultante possible de deux hypothèses à contextes paléohydrologiques différents (Gaultier, 2004 ; présent travail):

- Un paléolac Tchad recouvrant la plaine du Kadzell qui a rechargé massivement l'aquifère ; les conditions climatiques humides ont limité l'évaporation et ont permis de garder une signature isotopique appauvrie. Les teneurs en chlorures peuvent provenir de la dissolution de sels accumulés lors de la phase aride du Kanémien (20 000-12 000 ans B.P.). Cette hypothèse s'appuie également sur la similitude des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ déduites à partir des carbonates lacustres de la région ($\delta^{18}\text{O} = -5$ à -3 ‰ (Gasse, 2002)) et les teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ des eaux souterraines de la nappe libre au centre de la dépression piézométrique ($\delta^{18}\text{O} = -5,8$ ‰). La signature $\delta^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{eq}}$ de ce paléolac pouvait être comprise entre -7 ‰, sans activité photosynthétique, et -19 ‰, en présence d'une activité (Fontes et Gasse, 1991). La teneur en $^{13}\text{C}_{\text{CO}_2\text{eq}}$ de l'eau chlorurée se trouve dans cette gamme de variation (Gaultier, 2004).
- Une recharge massive vers la nappe libre à partir des précipitations abondantes qui auraient lessivé les dépôts évaporitiques formés lors des phases arides antérieures, expliquant la signature élevée en chlorures et la signature isotopique appauvrie. Par contre la signature en ^{13}C du CITD semble élevée pour un tel scénario (Gaultier, 2004). La végétation était plus dense qu'aujourd'hui, de type soudanienne (Lézine, 1989), la signature en $^{13}\text{C}_{\text{CO}_2}$ biogénique devait alors approcher celle des plantes de type C3 (de -22 à -33 ‰). Il est possible qu'une équilibration partielle du $\delta^{13}\text{C}$ du CITD avec le CO_2 atmosphérique explique cet enrichissement (Fontes et al., 1991).

Nous écartons donc totalement l'hypothèse que les chlorures proviennent du Mégalac Tchad lui-même. En effet, le Mégalac serait alimenté majoritairement par le complexe Chari-Logone et il est peu probable que les faciès chimiques de ces principaux tributaires soient différents de l'actuel.

Ces deux hypothèses supposent donc l'existence d'une source saline évaporitique et un vecteur transportant ces sels vers l'aquifère, mais il n'est toujours pas possible de préciser des valeurs initiales de chlorures. En effet, durant l'évaporation des eaux de surfaces, diverses possibilités de genèse saline et d'évolution des faciès chimiques des solutions résiduelles peuvent avoir lieu. Les teneurs en éléments chimiques des eaux dépendent des équilibres thermodynamiques établis avec les sels ; la genèse saline contrôle la composition chimique des eaux résiduelles.

Par ailleurs, deux cas de figures peuvent se présenter (1) en considérant les sels accumulés en surface et en zone non-saturée entraînés par le Mégalac et (2) en considérant, en plus de ces sels,

un apport de chlorure profond. Dans l'impossibilité d'estimer ou de distinguer les concentrations en chlorures dans la zone non-saturée, en surface ou celles qui présentent un apport profond, nous les considérons toutes comme une seule entité : apport supplémentaire en sel par rapport à ce que le Mégalac Tchad est susceptible de faire passer à l'aquifère. C'est en effet cet apport qui représentera la plus grande fraction dans les concentrations initiales en chlorures.

IV.3.1 Essais de quantification

La représentation la plus simple serait d'imposer des valeurs initiales correspondant aux concentrations en chlorures dans les puits ou forages les plus profonds, (qui ont aussi les âges radiométriques les plus élevés). Cette eau représentera le pôle pur du mélange des eaux souterraines après le retrait du Mégalac. Dans ce cas, se pose le problème d'interpolation entre ces différentes valeurs. Pour ceci, nous avons testé deux hypothèses :

IV.3.1.1 Hypothèse 1 : Distribution homogène des concentrations

Nous supposons, simplement que les concentrations des chlorures sont distribuées d'une façon homogène dans la nappe libre. Elles correspondent, au Kadzell, aux teneurs en chlorures mesurées dans le puits de Njido mari, soit 99,4 mg.L⁻¹ et dans le Bornou, aux teneurs en chlorures mesurées dans le puits de Zuwo Burari, soit 241 mg.L⁻¹.

IV.3.1.2 Hypothèse 2 : Distribution hétérogène

Pour proposer des concentrations plausibles, nous avons d'abord cherché à justifier l'hétérogénéité de cette distribution.

- **Avant la mise en place du Mégalac Tchad**

Selon la conception du fonctionnement de la nappe libre, les propriétés hydrodynamiques de l'aquifère dans les plaines du Kadzell et du Bornou rendent possible son creusement durant les phases arides, où une recharge par les précipitations et par les eaux de surface est inexistante ou très réduite. Cette configuration particulière est susceptible d'induire un piégeage des sels dans la zone saturée de l'aquifère et une concentration dans le front d'évaporation de la zone non-saturée.

Pendant le Kanémien, deux cas de figures peuvent exister (i) le réseau hydrographique disparaît complètement et n'impose plus le potentiel de la nappe libre sur son rivage ou (ii) il y a eu maintien, au moins périodique, du réseau hydrographique.

La première hypothèse induit probablement un écoulement de la nappe libre vers l'est (côté tchadien) avec mobilisation d'une part des sels dans les eaux souterraines sur toute la zone qui serait émergée par le Mégalac Tchad. La seconde hypothèse, laisse penser qu'une distribution hétérogène des concentrations des chlorures devrait déjà exister puisque les crues réalimentent la nappe libre avec des eaux douces. De même, le maintien d'un potentiel imposé (lac et rivière) avec des flux latéraux faibles amorcent probablement l'individualisation des deux dépressions piézométriques. Dans ce cas, nous pourrions supposer que sous l'effet de leur densité, les eaux

souterraines salées restent piégées dans les horizons profonds de l'aquifère, un adoucissement progressif viendrait des eaux de la Komadougou Yobé sans pour autant atteindre les eaux les plus basses, le phénomène de diffusion moléculaire étant très lent.

- **Après la mise en place du Mégalac Tchad** : un équilibre chimique aurait-il pu avoir lieu?

Après avoir lessivé les sels accumulés en surface (dans le cas où ils ne seront pas emportés par le vent) ainsi que les sels accumulés en zone non-saturée, les eaux souterraines acquièrent une salinité plus élevée. Une modélisation très simplifiée, avec des hypothèses abusives a été réalisée pour voir l'impact des paramètres diffusifs et convectifs dans le cas d'un aquifère salé et d'un lac d'eau douce. Pour alléger le suivi de nos hypothèses, ce modèle est joint en *annexe 9*. Les résultats préliminaires indiquent qu'un équilibre chimique entre les eaux du Mégalac et de la nappe libre doit être extrêmement lent. A titre d'exemple, après 2 000 ans (alors que l'équilibre hydrodynamique a déjà été établi), les concentrations des eaux souterraines ne varient que très peu. Ainsi, le Mégalac, même en restant plusieurs centaines d'années, ne pourrait pas avoir un effet notable sur les concentrations en chlorures et il ne pourrait pas amener à les homogénéiser ou être en équilibre avec elles. En conséquence, pour cette hypothèse, nous avons imposé des concentrations élevées des chlorures dans les centres des deux plaines (au niveau des dépressions actuelles), proches de celles mesurées sur les puits les plus profonds, et des valeurs moins élevées dans la plaine alluviale longeant la Komadougou Yobé.

IV.3.2 Hypothèse sur la concentration des chlorures dans les précipitations

D'une manière générale, la concentration en chlorures dans les eaux de pluie est fonction de la distance à la mer. Elle décroît vers l'intérieur des terres. Elles peuvent aussi varier selon la hauteur de pluie et l'importance des échanges atmosphériques. L'hypothèse qu'entre 6 300 ans et la période actuelle, les concentrations en chlore dans les eaux de pluie sont restées proches est envisageable.

IV.4 Résultats du modèle

Hypothèse I : Concentrations initiales uniformément réparties

Le tableau suivant récapitule les concentrations initiales imposées au modèle.

Tableau 5: Concentrations initiales des chlorures dans les eaux souterraines, les eaux de surface et la pluie.

C_0 Kadzell	C_0 Bornou	C_0 Reste de l'aquifère	C Points sources	C Recharge
100 mg.L ⁻¹	240 mg.L ⁻¹	20 mg.L ⁻¹	Lac : 10 mg.L ⁻¹	0,5 mg.L ⁻¹
			K-Y : 5 mg.L ⁻¹	

A l'issue de cette modélisation nous retrouvons, à peu près, une tendance spatiale qui rappelle celle observée actuellement (*figure 94*). A savoir un panache d'eau moins chlorurée en bordures de la Komadougou Yobé et une dilution progressive en direction des centres des dépressions.

Cependant, après avoir modifié plusieurs fois les valeurs de la porosité (entre 3% et 10%) et de la dispersivité longitudinale, nous n'avons pas abouti à la même gamme des valeurs. Les eaux en bordure de la Komadougou Yobé ont des concentrations jusqu'à 50 fois plus élevées que celles mesurées actuellement, comme nous constatons que le panache des eaux fortement chlorurées est très étendu et dépasse largement celui qu'on observe.

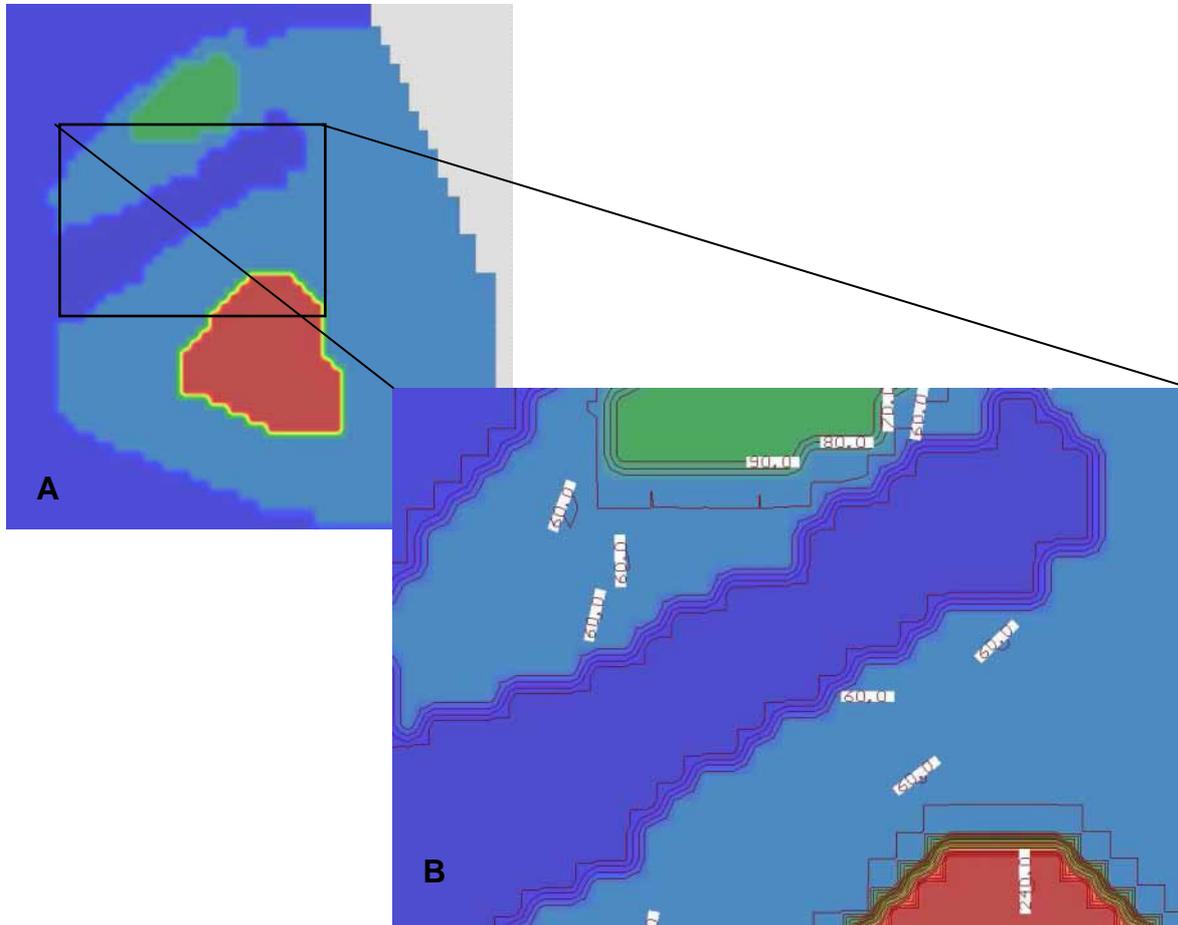


Figure 94 : Distribution des concentrations des chlorures pour l'Hypothèse I (θ aquifère = 10%)

Si nous réduisons les valeurs de $C_{0Kadzell}$ et $C_{0Bornou}$, nous ne retrouverons pas les concentrations observées aujourd'hui au centre des dépressions. Cette configuration a été donc abandonnée.

Hypothèse II : Concentrations initiales réparties d'une façon hétérogène dans les deux plaines

Dans ce cas, nous supposons que les centres des deux plaines présentent des concentrations élevées en chlorures (très proches de l'actuel). La plaine alluviale de la Komadougou Yobé présente des concentrations nettement moins élevées. Nous réduisons également le panache des eaux initialement très chlorurées.

Les concentrations initiales des chlorures sont présentées dans le tableau suivant :

Tableau 6 : Concentrations initiales des chlorures dans le modèle (mg.L^{-1})

$C_{0\text{Kadzell}}$	$C_{0\text{Bornou}}$	C_0 plaine de la KY	$C_{0\text{Reste de l'aquifère}}$	$C_{\text{Points sources}}$	C_{Recharge}
100 mg.L^{-1}	240 mg.L^{-1}	20 mg.L^{-1}	20 mg.L^{-1}	Lac : 10 mg.L^{-1} K-Y : 5 mg.L^{-1}	5 mg.L^{-1}

Les figures 95 et 96 montrent les distributions spatiales des concentrations des chlorures après 6 300 ans du retrait du Mégalac pour des valeurs de porosité différentes au sein des plaines du Kadzell et du Bornou.

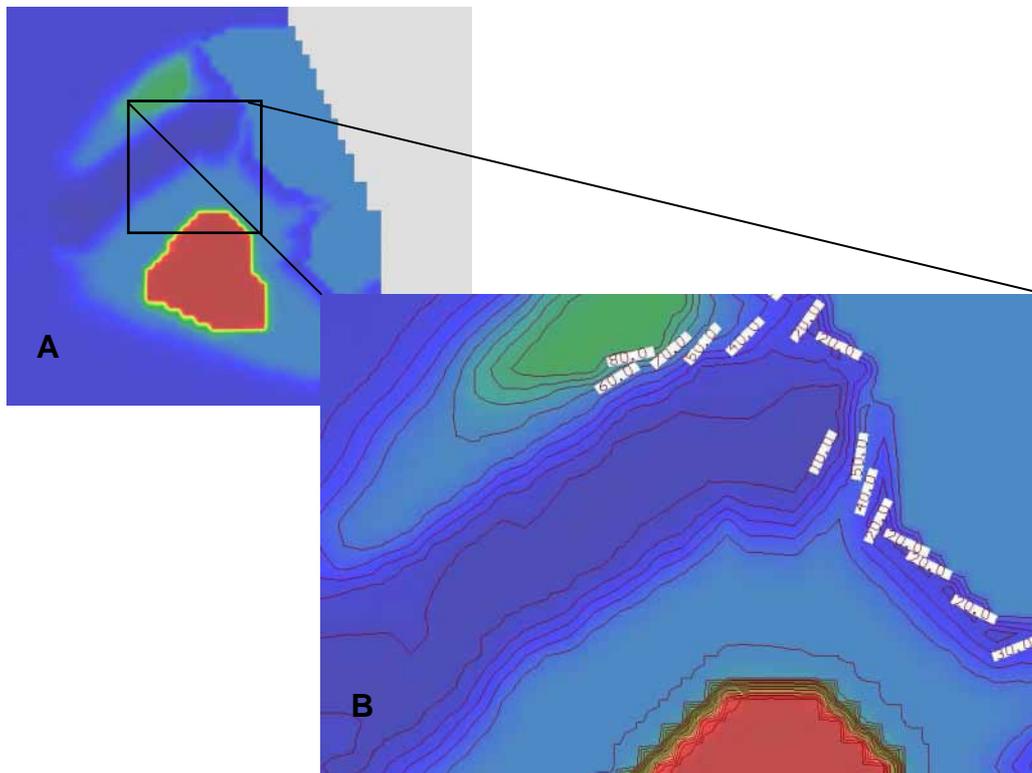


Figure 95 : Distribution des concentrations des chlorures Hypothèse II, Θ aquifère = 10%.

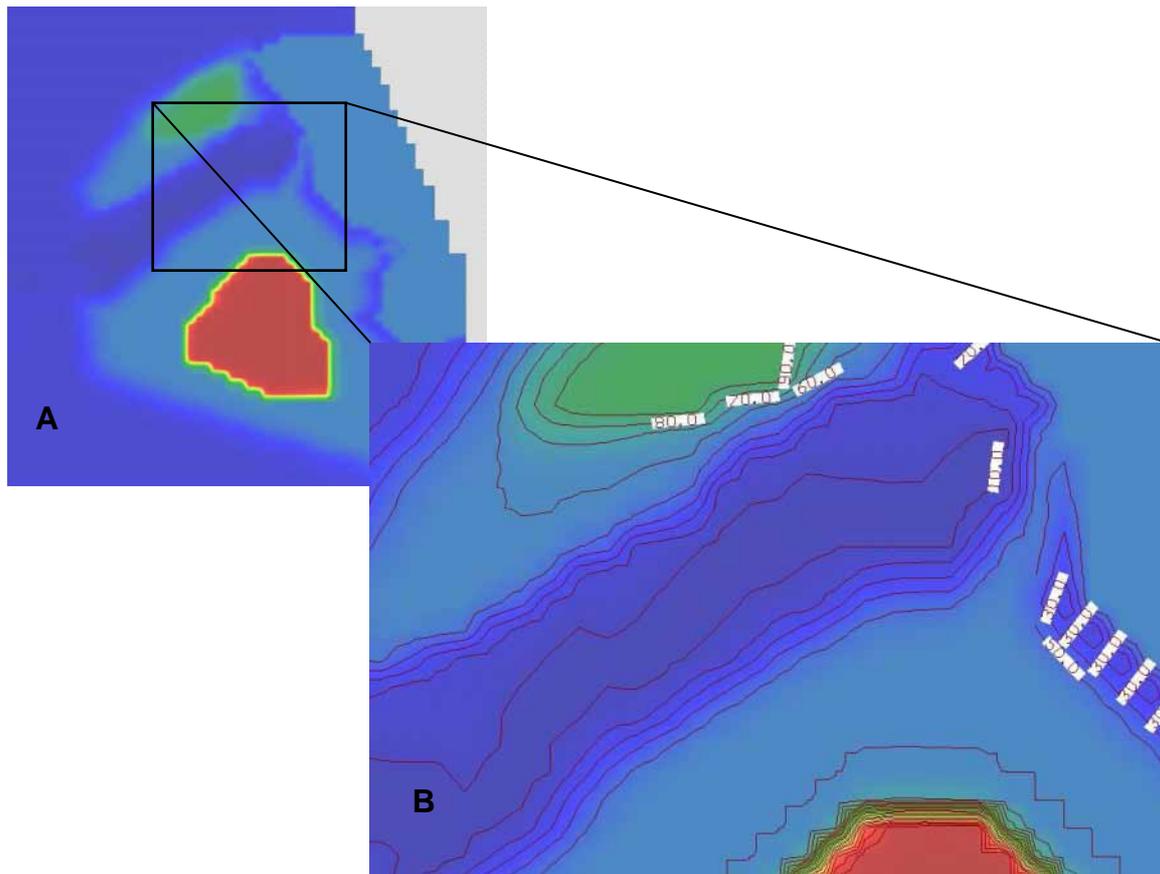


Figure 96 : Distribution des concentrations des chlorures Hypothèse II

$$\Theta_{Kadzell} = \Theta_{Bornou} = 7\%$$

$$\Theta_{\text{Reste de l'aquifère}} = 10\%$$

Quelque soient les porosités au niveau des deux plaines et du reste de l'aquifère, nous retrouvons une distribution spatiale des concentrations des chlorures similaire à l'actuel. Les figures 97 et 98 montrent l'évolution des concentrations de Cl^- dans des puits et des forages respectivement dans la plaine du Kadzell et dans le Bornou. Ces points d'observations sont répartis de sorte qu'ils interceptent les principales directions de flux.

Le rôle de la Komadougou Yobé dans la dilution des eaux est indéniable. Dans le forage de Bagara, bien que la concentration en Cl^- actuelle ne soit pas reproduite par le modèle, nous observons une nette diminution de la concentration initiale en fonction du temps. Cette tendance à la baisse est moins nette à Likité puisque ce dernier est plus éloigné des rivages. Les mêmes constatations et interprétations sont également valables pour la plaine du Bornou. Nous retrouvons une décroissance similaire des concentrations dans les puits de Kareto et Burari (à proximité de la rivière). La même disposition à la baisse est également observée dans les puits subissant l'influence du lac Tchad (Arikoukouri et Kakaya Kiari au Kadzell ; Baga et Kauwa au Bornou). Les concentrations simulées en ces points sont celles qui divergent le plus de la réalité. Les causes de cette divergence sont liées aux concentrations initiales imposées à proximité du lac, à la variabilité temporelle des concentrations en chlorures dans les eaux lacustres et surtout au caractère irrégulier et spatialement hétérogène de la recharge à partir des eaux lacustres. Rappelons que nous ne cherchons pas à reproduire les concentrations initiales en chaque point ;

nous aurions pu essayer une infinité de valeurs de concentrations mais elles seront toutes biaisées et complètement hypothétiques. Dans notre cas, on se contente de vérifier l'intrusion effective des eaux lacustres qui confirme les signatures $\delta^{18}\text{O}$ positives mesurées sur la bordure ouest de la dépression piézométrique. Par ailleurs, il est très difficile de reproduire les mêmes "singularités" de concentrations en sels observées actuellement entre le lac Tchad et les centres des deux dépressions piézométriques (16 meq.L⁻¹ à Kadidjia au Kadzell, 12 meq.L⁻¹ à Kuda Lawanti au Bornou) puisque l'origine la plus probable de la salinité en ces points serait un lessivage ou un dépôt évaporitique local.

Paradoxalement les concentrations des chlorures restent presque inchangées aux centres des deux dépressions (Njido Mari au Kadzell et Zuwo Burari au Bornou). Après le retrait du Mégalac, les eaux lacustres ainsi que les eaux de la Komadougou Yobé ne parviennent plus à atteindre les centres des deux dépressions, ce qui est en accord avec les mesures isotopiques au centre des deux dépressions. Ce résultat est également cohérent avec les constatations de Barnes et Allison (1983), Dieng et al. (1990) et Coudrain et al. (2003) qui réfutent l'augmentation de la salinité des eaux souterraines dans la zone saturée, suite à l'évapotranspiration.

Après le retrait du Mégalac, les sels se retrouvent piégés au sein des dépressions piézométriques. Les infiltrations à partir de la Komadougou Yobé et du lac Tchad viennent se mélanger à ces eaux mais leur emprise ne se perçoit qu'à des distances limitées, sous l'effet de la reprise évapotranspiratoire et des faibles perméabilités qui réduisent les apports latéraux.

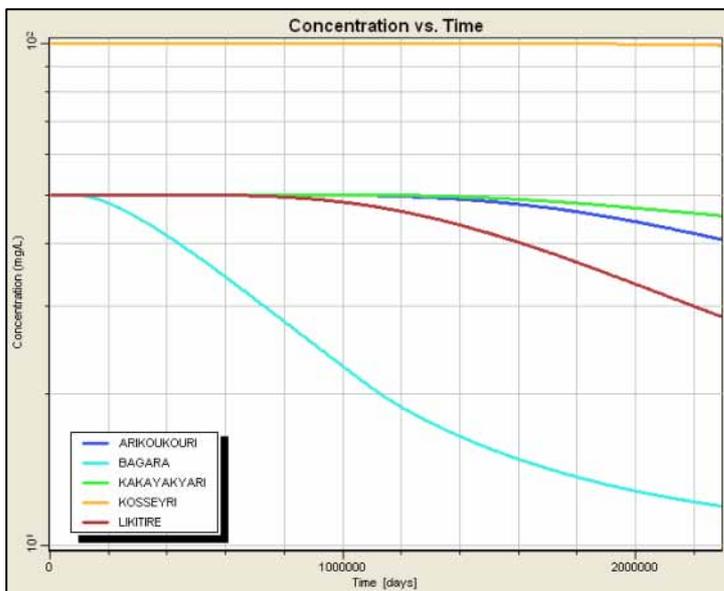


Figure 97 : Evolution des [Cl] dans quelques puits du Kadzell

Figure 98 : Evolution des [Cl] dans certains puits du Bornou (Θ Kadzell = Θ Bornou = 7%)

- **Impact d'un retour à des conditions humides vers 3 000 ans B.P.**

La figure 99 représente l'évolution temporelle des concentrations des chlorures respectivement à Zuwo Burari (centre de la dépression du Bornou), à Njido Mari (centre de la dépression du Kadzell) et à Bagara (bordure de la Komadougou Yobé) pour deux scénarios ; le premier désigne

notre scénario de référence (débuté après la disparition totale et définitive du Mégalac Tchad), le second correspond à un retour d'un lac à la cote 290 m aux alentours de 3000 ans B.P. Nous supposons que ce lac demeure 100 ans puis se retire définitivement. Nous constatons que les répercussions de ce scénario sur les concentrations des chlorures sont cohérentes pour l'ensemble des puits et témoignent d'une très légère tendance à la baisse très probablement suite à une "perturbation" transitoire des gradients hydrauliques entre les zones à proximité du lac et de la Komadougou Yobé d'une part et le centre des plaines. D'une manière générale, ces perturbations sont minimes.

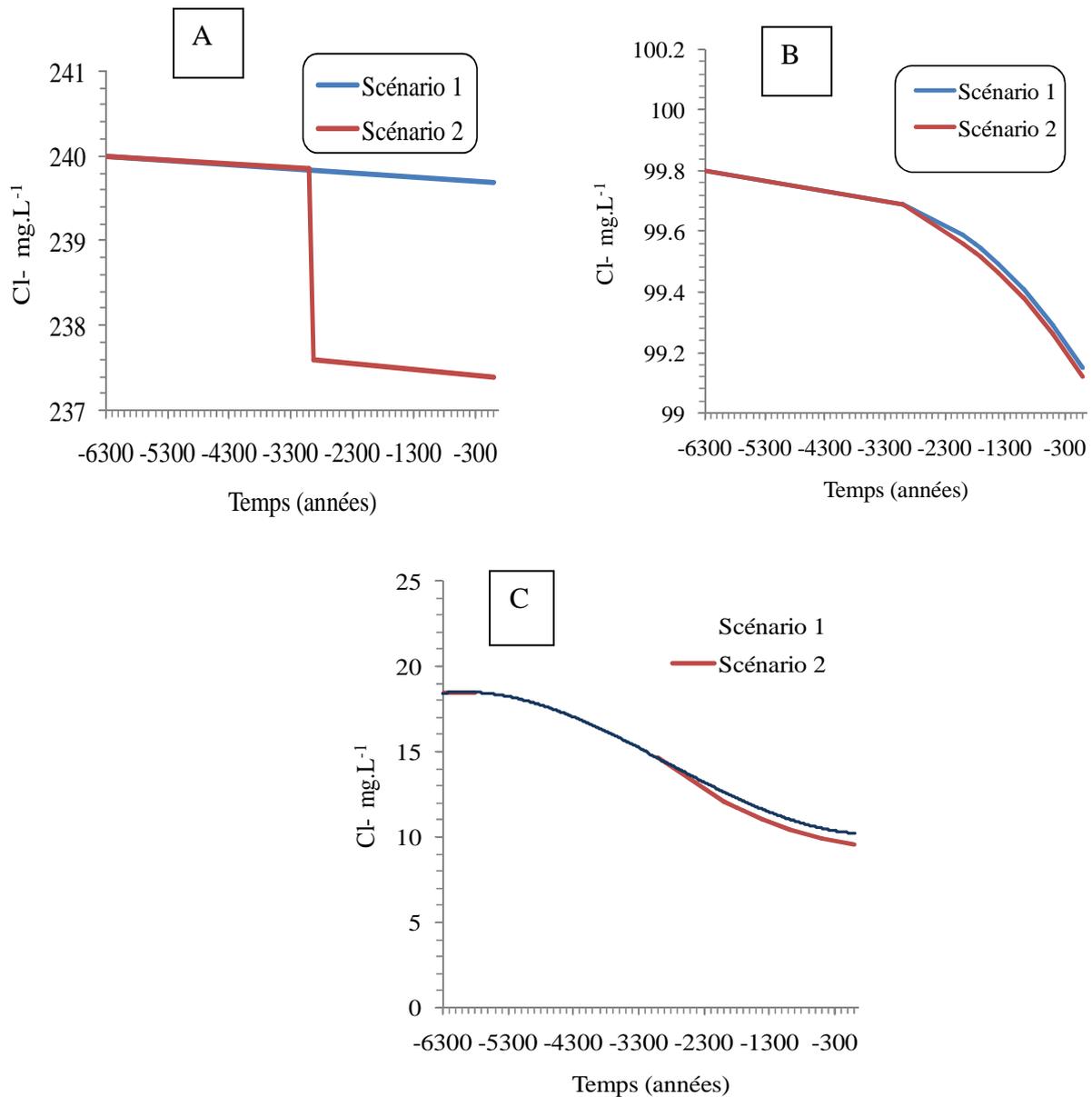


Figure 99 : Evolution temporelle des concentrations des chlorures à Zuwo Burari (A) (Bornou), NjidoMari (B) (Kadzell) et Bagara (C) (plaine de la Komadougou Yobé).
 Scénario 1 : état climatique graduellement dégradé
 Scénario 2 : avec retour à l'humidité à 3000 ans B.P.

IV.5 Conclusion

Le modèle a permis de reconstituer une tendance spatiale comparable à l'actuel en imposant des teneurs en Cl⁻ hétérogènes, élevées aux centres des dépressions et plus faibles en bordure de la rivière. A l'issue des simulations, nous retrouvons une frange d'eau à faibles teneurs en chlorures en bordure de la Komadougou Yobé et une dilution progressive en direction des centres des dépressions de part et d'autre de la rivière.

Aux centres des dépressions piézométriques, les concentrations des chlorures restent presque inchangées. Ce résultat est cohérent avec les constatations antérieures (Barnes et Allison, 1983 ; Dieng et al., 1990 ; Coudrain et al., 2003) qui réfutent l'augmentation de la salinité des eaux souterraines dans la zone saturée suite à l'évapotranspiration. L'évapotranspiration que subit la nappe libre n'est pas à l'origine de l'enrichissement en chlorures aux centres des dépressions. L'enrichissement en sels se fait dans la **zone non-saturée** et non dans la zone saturée (*figure 100*).

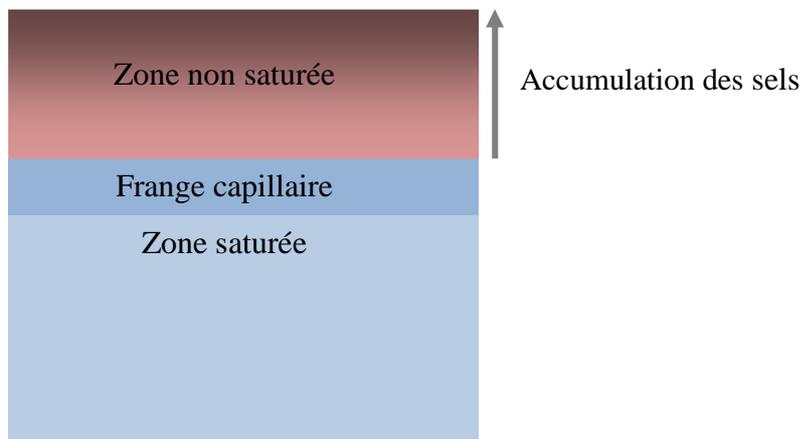


Figure 100 : schéma simplifié de l'accumulation des sels dans la zone non saturée de l'aquifère sous l'effet de l'évapotranspiration.

Les sels piégés aux centres des dépressions piézométriques résultent d'un lessivage des horizons non saturés et/ou des évaporites déposées sur la surface du sol suite à de longues périodes arides. Ces sels sont entraînés vers la **zone saturée** par les eaux du Mégalac, comme ils peuvent être, en partie, présents dans la nappe libre avant la mise en place du Mégalac. En s'infiltrant dans l'aquifère, les eaux du Mégalac Tchad auraient pu se mélanger avec une eau plus ancienne aux centres des dépressions, ce qui explique les âges des eaux élevées et dépassent les 6 300 ans.

La discrimination d'une zone "chlorurée" sur une large partie des dépressions et d'une frange moins "chlorurée" en bordure de la rivière est indispensable pour optimiser les résultats des simulations en bordure de la Komadougou Yobé. Il est vraisemblable que cette structure géochimique ait toujours existé au niveau des plaines du Kadzell et du Bornou. L'infiltration des eaux du Mégalac ne l'aurait pas effacé (extrême lenteur des flux diffusifs et convectifs et faible pouvoir d'homogénéisation de la salinité des eaux souterraines).

Après le retrait du Mégalac, les eaux lacustres et les eaux de la Komadougou Yobé viennent se mélanger aux eaux des centres des dépressions mais leur emprise ne se perçoit qu'à des distances limitées, sous l'effet de la reprise évapotranspiratoire et des faibles perméabilités qui réduisent les apports latéraux. Elles n'atteignent pas le centre des deux dépressions, ce qui est en accord avec les mesures isotopiques et radiométriques des deux dépressions.

Certaines remarques ressortent également :

- L'importance extrême du facteur temps

Les résultats de nos simulations montrent indéniablement que les origines de la distribution spatiale de la salinité dans les plaines du Kazzel et du Bornou résultent de situations climatiques, hydrologiques et hydrogéologiques héritées d'un passé qui peut être bien plus loin que la mise en place du Mégalac Tchad.

- Impact du choix des limites du modèle

Dans le modèle que nous présentons, nous supposons obligatoirement une discontinuité avec le reste de l'aquifère quaternaire (la partie non intégrée dans le modèle). Cette configuration exclut les flux qui partent vers l'exutoire de la nappe libre en période aride prolongée. En effet, dans le cas où le réseau hydrographique disparaît et ne permet pas de soutenir les niveaux de la nappe libre, les niveaux piézométriques baisseraient d'une façon généralisée mais convergeraient tous vers les pays-bas tchadiens. Les flux de solutés suivraient cette dynamique et seraient "piégés" dans les zones où l'écoulement est le plus lent à chaque fois que le réseau hydrographique se remet en place. Dans ce cas, un apport supplémentaire en sel est présent.

Dans notre modèle, nous imposons un état initial où un lac, comparable à l'actuel, remplace le Mégalac à $t=0$. Nous inhibons donc tout transfert de sels vers l'extérieur. Un essai de modélisation avec une configuration sans réseau hydrographique à $t=0$ ne change pas les tendances et les conclusions générales car, de toutes les façons, nous imposons une discontinuité avec le reste de l'aquifère.

Synthèse et conclusion

Sur le plan de l'acquisition des données, plus d'une centaine de nouveaux échantillons de la nappe libre ont été analysés en complémentarité avec les travaux de Leduc et al. (2000), Gaultier (2004), Favreau et al. (2005) et Goni (2006). Deux missions au Bornou ont permis d'effectuer une trentaine de mesures inédites qui interceptent les flux depuis les bordures de la dépression (rivière Komadougou Yobé, lac Tchad et Méga paléo-ride) vers son centre. Les données acquises au cours de ce travail ont permis de combler des lacunes sur la couverture spatiale des relevés piézométriques et des mesures géochimiques sur ce secteur de la nappe libre. Pour caractériser les pôles d'entrée, une cinquantaine d'échantillons des eaux de pluies événementielles à Diffa et à Maiduguri et une trentaine d'échantillons des eaux de la Komadougou Yobé et du lac Tchad ont été également prélevés et analysés.

L'étude géochimique : les dépressions piézométriques, archives paléo-environnementales

L'analyse des nouvelles données géochimiques sur les eaux souterraines a permis d'étayer les connaissances déjà acquises sur la nappe libre au Kadzell et d'apporter des nouveaux éléments pour la compréhension des processus géochimiques au sein du Bornou. La minéralisation totale des eaux varie dans une large gamme, de 135 à plus de 5000 mg.L⁻¹. Aussi bien au Kadzell qu'au Bornou, les eaux souterraines présentent une grande variabilité des faciès chimiques. Les conductivités électriques et les teneurs en éléments majeurs et en trace se répartissent d'une manière quasi-similaire dans les deux plaines. Les eaux souterraines les moins minéralisées se trouvent en bordure de la rivière Komadougou Yobé et au niveau des cordons dunaires délimitant le Kadzell au nord et à l'est, et le Bornou à l'ouest et au sud-ouest. Malgré leur discontinuité apparente, ces cordons représentent un vestige indivisible du Mégalac Tchad remanié et interrompu principalement par l'écoulement de la rivière. En bordure du lac Tchad, les eaux souterraines acquièrent des minéralisations élevées et hétérogènes. La majorité des eaux de la plaine bordant la Komadougou Yobé présente un faciès bicarbonaté calcique identique à celui de la rivière, signe d'une recharge récente.

Le résultat le plus fondamental de notre étude géochimique est la mise en évidence d'une organisation spatiale des teneurs en chlorures quasi-similaire dans les deux dépressions piézométriques avec, néanmoins, des gradients différents dans les deux plaines. A l'exception des eaux souterraines les plus minéralisées à proximité du lac Tchad, les teneurs en chlorures augmentent progressivement en direction du centre des dépressions du Kadzell et du Bornou où elles atteignent respectivement 2,8 et 6,8 meq.L⁻¹ (*figure 102*). L'étude de l'évolution des éléments majeurs et en trace en fonction des teneurs en chlorures suivant les directions des flux depuis la rivière et les cordons dunaires en direction des centres des dépressions a permis de déceler un processus de mélange entre des eaux à faibles teneurs en chlorures à proximité des zones de recharge et une eau chlorurée au centre de chaque dépression piézométrique. A ce processus de mélange, s'ajoutent l'altération des aluminosilicates et un échange de base avec la matrice argileuse de l'aquifère. L'interprétation des données géochimiques montre également que

les eaux souterraines au Bornou, dont le paysage a une empreinte plus prononcée de la dynamique éolienne, sont marquées par des minéraux évaporitiques.

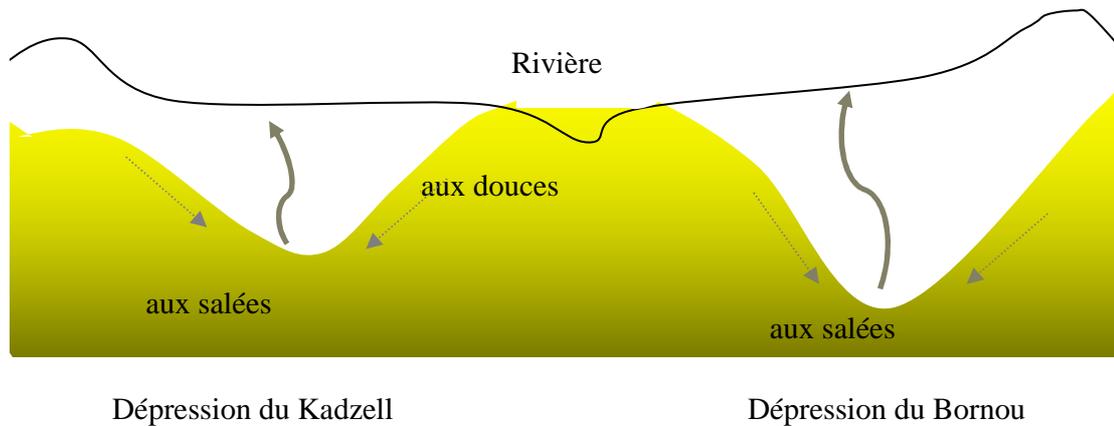


Figure 101 : Coupe schématique N-S de la nappe libre.

La dispersion des teneurs en isotopes stables est comprise entre $-5,96$ et $+2,2$ ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ et -55 et $+5,7$ ‰ en $\delta^2\text{H}$. Dans un diagramme $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$, toutes les eaux souterraines se placent sous les droites météoriques, mondiale et locale, l'influence de l'évaporation est donc significative sur la signature isotopique de la recharge vers la nappe. Les eaux souterraines le long de la Komadougou Yobé présentent les mêmes caractéristiques isotopiques que la rivière, signe supplémentaire d'une recharge active. Les teneurs les plus faibles se situent aux centres des deux dépressions avec : $\delta^{18}\text{O} = -5,96$ ‰, $\delta^2\text{H} = -46$ ‰ au centre du Bornou et $\delta^{18}\text{O} = -5,8$ ‰, $\delta^2\text{H} = -55$ ‰ au centre du Kadzell. Les corrélations entre les traceurs naturels Cl^- et ^{18}O ont permis de confirmer le processus de mélange entre les eaux actuelles de recharge et une eau ancienne aux centres des deux dépressions. L'infiltration actuelle a lieu uniquement sur le pourtour des dépressions et en bordure de la rivière, limitant ainsi leur extension. Cette organisation spatiale réaffirme l'absence d'une infiltration diffuse au dessus des deux dépressions, constatation déjà mise en évidence par les modélisations hydrodynamiques et les images satellites.

En bordure du lac Tchad, la dispersion des teneurs isotopiques est très élevée. L'impact de l'évaporation y est particulièrement perceptible ($+0,8$ ‰) avec des signatures $\delta^{18}\text{O}$ élevées en raison d'un contact prolongé des eaux lacustres avec l'atmosphère sous-saturée ($+6,9$ ‰). En s'éloignant du rivage, on observe une diminution des teneurs en $\delta^{18}\text{O}$ qui indique une proportion d'eau du lac décroissante vers les centres des deux dépressions piézométriques. Certains points, présentant des teneurs en ^{18}O basses et des conductivités plus élevées que le lac suggèrent, la participation des pluies, chargées en sels lors du lessivage de la zone non saturée et isotopiquement peu évaporées. Ces résultats traduisent la contribution actuelle limitée du lac vers la nappe, en accord avec les conclusions précédemment émises sur sa bordure est et sud-est (Fontes et al., 1969 ; Djoret, 2000 ; Gaultier, 2004). Les eaux en bordure du lac Tchad représentent un système distinct dont les processus géochimiques sont principalement régularisées par

la convection densitaire des eaux lacustres évaporées (à des échelles de temps géologiques), l'infiltration des précipitations et la dissolution des évaporites recensées aux alentours du lac.

L'hétérogénéité chimique et isotopique témoigne de la faiblesse des écoulements horizontaux et des origines et processus de recharge divers de la nappe libre. L'infiltration latérale des écoulements superficiels, la Komadougou Yobé non pérenne et le lac Tchad, est indéniable. Les similitudes chimiques et isotopiques entre la Komadougou Yobé et les eaux souterraines sont conformes aux fluctuations saisonnières de la piézométrie de la nappe jusqu'à 2 m avec le régime annuel de la rivière. Aussi, l'interprétation des informations des traceurs géochimiques et isotopiques a permis d'associer à cette infiltration une participation localisée des précipitations. Les indices d'une **stratification locale** (et inhomogène) des teneurs en O-18 et en chlorures à proximité de la Komadougou Yobé et du lac Tchad au Niger témoignent du caractère réduit et irrégulier de cette recharge qui ne permet pas l'homogénéisation verticale de la nappe d'eau.

Tableau 7 : présentation synthétique des processus de recharge et de minéralisation dans les dépressions du Kadzell et du Bornou

	Processus actuels de recharge	Processus majeurs de minéralisation
Dépressions piézométriques du Kadzell et du Bornou	Infiltration de la rivière	Mélange rivière – eau chlorurée au centre
	Infiltration des eaux lacustres	Mélange lac – eau chlorurée au centre
	Infiltration diffuse des pluies	Mélange pluie – eau chlorurée au centre
		Interactions eau – roche : échange de bases + dissolution des minéraux silicatés

Au Kadzell, l'interprétation des $A^{14}C$ et $\delta^{13}C$ (malgré les incertitudes qui doivent être levées par une étude minéralogique plus poussée) dénote des âges radiométriques croissants en direction du centre de la dépression (11 207 ans B.P). L'eau au centre de la dépression, vieille, isotopiquement appauvrie et riche en chlorure, est l'empreinte d'une recharge massive remontant au moins au dernier maximum humide holocène et ayant entraîné et piégé les sels accumulés en surface et en zone sous-saturée pendant les phases arides antérieures. Un Mégalac Tchad, dont la présence est avérée par de nombreuses études paléolimnologiques, palynologiques et stratigraphiques (Faure et al., 1963 ; Servant-Vildary, 1978 ; Grunert et al., 1991 ; Gasse, 2002 ; Maley, 1981) et les analyses des images satellitaires (Schuster et al., 2005 ; Leblanc et al., 2003 et 2005), est le vecteur le plus probable de transfert de ces sels au sein de l'aquifère. Au Bornou, nous disposons de très peu de données sur les $A^{14}C$ et $\delta^{13}C$. L'organisation spatiale des éléments majeurs et en trace et des teneurs isotopiques (O-18 et D), relativement identique à celle du Kadzell ainsi que l'âge radiométrique élevé au centre de la dépression (14 620 ans B.P.) suggèrent que ce secteur de la nappe libre est rechargé selon un processus similaire et continue à évoluer suivant les mêmes mécanismes.

Un essai de modélisation en régime transitoire : un pas en avant vers la compréhension de l'hydrogéochimie des dépressions piézométriques

Grâce aux nombreuses données piézométriques accumulées depuis les années 60 et aux données nouvellement acquises, une modélisation hydrodynamique en régime permanent de la nappe libre a été effectuée. Elle implique un schéma conceptuel conforme aux déductions issues de l'étude géochimique et isotopique. Le modèle a confirmé une fois de plus, la prédominance de l'évapotranspiration sur les plaines du Kadzell et du Bornou compensée uniquement par des flux latéraux. Ce schéma hydrodynamique est conforme aux conclusions de plusieurs travaux antérieurs sur les dépressions piézométriques (Aranyosy et al., 1989 ; Dieng et al., 1990 ; Leblanc, 2002 ; Gaultier, 2004). La reprise évapotranspiratoire est calée avec un flux annuel inférieur à 1 mm.an⁻¹. Cette faible reprise est suffisante pour maintenir les dépressions piézométriques. La recharge diffuse dans le Manga et la recharge à travers le lit de la rivière Komadougou Yobé sont identifiés comme les flux principaux vers la nappe libre. Le lac Tchad représente, quant à lui, une faible part des infiltrations.

La simulation du fonctionnement hydrodynamique de la nappe libre depuis la dernière extension du Mégalac Tchad (vers 6300 ans B.P.) montre que l'application d'une recharge négative allant d'une dizaine de mm, aussitôt que le Mégalac se retire, vers les valeurs de recharge nette actuelles est suffisante pour créer et maintenir les dépressions piézométriques. La vitesse de l'abaissement du niveau de la nappe libre est plus élevée dans le premier millénaire qui suit le retrait du Mégalac. Cette baisse s'atténue progressivement en raison du flux ascendant de plus en plus faible puisque l'évapotranspiration est une fonction inverse de la profondeur de la nappe libre. L'absence d'un enrichissement isotopique vers le centre des dépressions ne va pas à l'encontre d'une évapotranspiration dominante. En effet, l'évaporation de la frange capillaire d'une nappe libre et la transpiration ne s'accompagnent pas de fractionnement isotopique ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$) de l'eau résiduelle.

Sans chercher à retrouver des concentrations exactes, la simulation de l'évolution des teneurs en chlorures à l'aide du module MT3D visait à reproduire une tendance spatiale conforme à celle observée actuellement au Kadzell et au Bornou. Les simulations se heurtent fortement à la difficulté de reproduire des valeurs initiales de concentrations en Cl. Le modèle a permis tout de même de reconstituer une tendance spatiale comparable à l'actuel en imposant des teneurs en Cl hétérogènes, élevées aux centres des dépressions et plus faibles en bordure de la rivière. A l'issue des simulations, nous retrouvons une frange d'eau à faibles teneurs en chlorures en bordure de la Komadougou Yobé et une dilution progressive en direction des centres des dépressions de part et d'autre de la rivière. Le rôle de la Komadougou Yobé dans la dilution des eaux est indéniable. Les concentrations simulées en bordure du lac Tchad sont celles qui divergent le plus de la réalité. Les causes de cette divergence sont évidemment reliées, en grande partie, aux concentrations initiales imposées à proximité du lac. Dans notre cas, on se contente de vérifier l'intrusion effective des eaux lacustres qui confirment les signatures $\delta^{18}\text{O}$ positives mesurées sur la bordure ouest du lac. Aux centres des dépressions piézométriques, les concentrations des chlorures restent presque inchangées. Ce résultat est également cohérent avec les constatations antérieures (Barnes et Allison, 1983 ; Dieng et al., 1990 ; Coudrain et al., 2003) qui réfutent l'augmentation de la salinité des

eaux souterraines dans la zone saturée suite à l'évapotranspiration, l'enrichissement en sels se fait plutôt dans la zone non-saturée.

Après le retrait du Mégalac, les eaux lacustres ainsi que les eaux de la Komadougou Yobé ne parviennent pas à atteindre le centre des deux dépressions, ce qui est en accord avec les mesures isotopiques et radiométriques au centre des deux dépressions. Les sels se trouvent piégés au sein des dépressions. Les infiltrations à partir de la Komadougou Yobé et du lac Tchad viennent se mélanger à ces eaux mais leur emprise ne se perçoit qu'à des distances limitées, sous l'effet de la reprise évapotranspiratoire et des faibles perméabilités qui réduisent les apports latéraux.

Le modèle a également abouti à une constatation intéressante qui montre l'impossibilité (dans l'état actuel de nos connaissances) de reproduire une tendance spatiale comparable à l'actuel en imposant des teneurs initiales en chlorures homogènes sur tout l'aquifère (que ce soit des teneurs très élevées ou très faibles). La discrimination d'une zone "chlorurée" sur une large partie des dépressions et d'une frange moins "chlorurée" en bordure de la rivière est indispensable pour optimiser les résultats des simulations. Cette constatation amène à penser que l'infiltration des eaux du Mégalac n'aurait pas effacé la répartition des sels au cœur des dépressions. Celle-ci résulterait d'un piégeage des sels au cours de périodes qui dépassent l'Holocène ; les eaux du Mégalac viennent alimenter l'aquifère et se mélanger à une eau encore plus ancienne (ce qui pourrait expliquer les âges radiométriques très élevés aux centres des dépressions). Il est vraisemblable que cette structure géochimique ait toujours existé à l'intérieur des dépressions piézométriques.

Tant pour sa piézométrie ou son chimisme, la nappe phréatique actuelle n'est que la résultante d'une lente évolution modelée suivant les fluctuations climatiques, souvent extrêmes, des derniers millénaires. Les caractéristiques actuelles de l'aquifère quaternaire sont donc les résultantes de facteurs environnementaux mais aussi holocènes et probablement anté-holocènes.

Perspectives

Les perspectives actuelles concernant la nappe libre du BLT sont multiples. Concernant l'étude géochimique, il paraît intéressant de poursuivre l'échantillonnage des eaux souterraines, notamment dans la plaine du Bornou où la couverture spatiale est loin d'être optimale et les données ^{14}C et ^{13}C trop peu nombreuses. Le manque de connaissances détaillées sur la minéralogie des sédiments continentaux quaternaires dans ce secteur de la nappe libre est également une forte contrainte à la connaissance des processus géochimiques régissant la minéralisation des eaux souterraines. Pour y remédier, un échantillonnage plus dense des sédiments quaternaires est nécessaire afin de déterminer notamment la présence de matrices calcaires qui guidera l'interprétation des données sur le ^{14}C et sur les rapports isotopiques $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Pour optimiser la couverture spatiale des points d'accès à la nappe, la Résonance Magnétique des Protons (RMP) s'est avérée un outil efficace dans les terrains sédimentaires pour mieux identifier la géométrie d'un réservoir et contraindre la gamme des paramètres hydrodynamiques pour la modélisation (Boucher, 2007).

Les études paléo-climatiques réalisées sur le BLT portent essentiellement sur l'estimation des précipitations et de l'évaporation par rapport au régime actuel. Les résultats qui en découlent sont principalement semi-quantitatifs. Deux des approches possibles pour appréhender le climat pendant l'Holocène, seraient (i) la reconstruction des cotes du Mégalac Tchad à l'aide d'une modélisation pluie-débit ou (ii) la modélisation climatique de l'Holocène moyen en imposant la présence du Mégalac. La deuxième approche est déjà entamée par Sepulchre et al. (2008). La reconstruction du Mégalac imposera par exemple l'estimation et le calage des hauteurs des pluies. Ces hauteurs serviront pour la modélisation hydrogéologique en régime transitoire depuis l'Holocène moyen et seront introduites comme variable "recharge", l'évapotranspiration sera alors approchée selon la formule de Coudrain et al. (2003), la recharge "nette" positive ou négative sera calculée par le modèle à chaque pas de temps et estimée directement par le modélisateur, ce qui induira une simulation probablement plus véridique de la chronologie de création des dépressions piézométriques. Il sera également intéressant de poursuivre les simulations paléo-hydrogéologiques en les axant sur la conception d'un modèle de transport qui intégrera les teneurs en chlorures, les ^{14}C et les rapports $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, approche déjà employée pour l'étude de l'Altiplano bolivien (Coudrain et Talbi, 1999 ; Coudrain et al., 2002).

Références bibliographiques

Allison, G.B., 1982. The relationship between ^{18}O and ^2H in water in sand columns undergoing evaporation. *J. Hydrol.*, 55: 163-169.

Allison, G.B., Gee, G.W., Tyler, S.W., 1994. Vadose-zone techniques for estimating groundwater recharge in arid and semiarid regions. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 58: 6-14.

Annuaire hydrologique, 1982. République du Niger, annuaire hydrologique pour les années 1976 à 1979. ORSTOM. Paris. 89 p.

Annuaire hydrologique, 2002. République du Niger, annuaire hydrologique pour l'année 1970. ORSTOM. Paris. 105 p.

Appelo, C.A.J., Postma, D., 1996. Silicate weathering. in *Geochemistry, groundwater and pollution*. A.A. Balkelma. Rotterdam. pp. 202-238.

Aranyosy, J.F., Guerre, A., Sidoro, M., 1989. Etude par les isotopes de l'environnement des dépressions piézométriques : premières données sur des exemples au Mali. *Hydrogéologie*, 3: 151- 158.

Aranyosy, J.F. et Ndiaye, B., 1993. Etude et modélisation des formations piézométriques en creux en Afrique sahélienne. *Water Sci., Rev.*, 6: 81-96.

Barber, D.F.M., 1965. Pressure water in the Chad formation of Bornu and Dikwa Emirates, North- Eastern Nigeria. Geological Survey of Nigeria, 35: 11-138.

Barnes, C.J. et Allison, G.B., 1983. The distribution of deuterium and oxygen-18 in dry soils. 1. Théory. *J. Hydrol.*, 60: 141-156.

Bonnet, M., Meurville, C., 1995. Mise en place d'un système de suivi et de gestion de la nappe phréatique du Chari-Baguirmi. Rapport Hydroexpert. 019/DHA/94, 51 p. Direction de l'hydraulique et de l'assainissement, N'Djaména, Tchad.

Boronina, A., Favreau, G., Coudrain, A., Dieulin, C., Zairi, R., 2005. Data scarcity in the large semiarid Lake Chad basin: incorporating environmental tracers as a priori information for groundwater modelling. In: "ModelCARE 2005", Prepublished Proceedings, La Haye, Pays-Bas, June 6-9, 2005, pp. 3-8.

Boronina, A., et Ramillien, G., 2008. Application of AVHRR imagery and GRACE measurements for calculation of actual evapotranspiration over the Quaternary aquifer (Lake Chad basin) and validation of groundwater models. *J. Hydrol.*, 348: 98-109.

Boucher, M., 2007. Estimation des propriétés hydrodynamiques des aquifères par Résonance Magnétique des Protons dans différents contextes géologiques, de l'échantillon à l'échelle hydrogéologique. Thèse. Université d'Orléans. 186 p.

- BRGM., 1988. Expérimentation des eaux souterraines pour fins d'irrigation dans le département de Diffa. Orléans. 10 p.
- Bromley, J., Edmunds, W.N., Fellman, E., Brouwer, J., Gaze, S.R., Sudlow, J., Taupin, J.D., 1997. Estimation of rainfall inputs and direct recharge to the deep unsaturated zone of southern Niger using chloride profile method. *J. Hydrol.*, 188-189: 139-154.
- Canadell, J., Jackson, R.B., Ehleringer, J.R., Mooney, H.A., Salo, O.E., Schulze, E.D., 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, 108: 583-595.
- Carmouze, J.P., Carre, P., Cheverry, C., Dupont, B., Gac, J.Y., Lemoalle, J., Maglione, G., Roche, M.A., Servant, S., Servant, M., 1970. Altération, érosion, transport, sédimentation dans un bassin continental endoréique: la cuvette tchadienne. Rapport préliminaire. Conference Proceeding Géologie africaine, Université Ibadan. 7 p.
- Carmouze, J.P., Cheverry, C., Gac, J.Y., Maglione, G. et Roche, M.A., 1975. Aspects sédimentologiques actuels d'un bassin continental endoréique : le bassin tchadien. IXème Congrès international de sédimentologie, Nice. 1975, 9 p.
- Carmouze, J.P., 1976. La régularisation hydrogéochimique du lac Tchad. Travaux et documents de l'ORSTOM, 58, 342 p.
- Carter, R.C., 1994. The groundwater hydrology of the Manga Grasslands, northeast Nigeria: importance to agricultural development strategy for the area. *Quatern. J. Engng Geol.* 27: S73-S83.
- Carter, R.C., Alkali, A.G., 1996. Shallow groundwater in the northeast arid zone of Nigeria. *Quatern. J. Engng Geol. Hydrogeol.* 29: 341-355.
- Chantry, G., 2003. Estimation des taux de recharge de nappe en zone semi-aride par la méthode du bilan des chlorures (MBC) : Impact de la variabilité spatio-temporelle des teneurs en Cl⁻ dans les précipitations et application à deux grands bassins sédimentaires au Sahel. Mémoire. Fondation Universitaire Luxembourgeoise - Université de Liège - IRD. 57 p.
- Cheverry, C., Fromaget, M., Bocquier, G., 1972. Quelques aspects micromorphologiques de la pédogenèse des sols de polders conquis sur le lac. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, pp. 373-387.
- Cheverry, C., 1974. Contribution à l'étude pédologique des polders du lac Tchad. Travaux et documents de l'ORSTOM. 280 p.
- Chouret, A., Mathieu, P., 1976. La nappe phréatique à la périphérie du lac Tchad : Résultats préliminaires des travaux récents de l'ORSTOM. IIIème conférence de Géologie Africaine. Khartoum, Soudan. janvier 1976, pp. 7-17
- Chouret, A., Fontes, J.C., Mathieu, P., 1977. La nappe phréatique à la périphérie du lac Tchad. ORSTOM/FAC, 11, 67 p.
- Clark, I., Fritz, P., 1997. Environmental isotopes in hydrogeology. Lewis Publishers, New- York, USA, 328 p.
- Cook, P.G., Edmunds, W.N., Gaye, C.B., 1992. Estimating paleorecharge and paleoclimate from unsaturated zone profiles. *Water Resources Res.*, 28: 2721-2731.

- Coudrain, A. et Talbi, A., 1999. Isotopic and chemical composition of groundwater in the Bolivian Altiplano, present space evolution records hydrological conditions since 11 000 Yr. *IAEA-SM-361/34*. 10 p.
- Coudrain, A., Loubet, M., Condom, T., Talbi, A., Ribstein, P., Pouyaud, B., Quintanilla, J., Dieulin, C., Dupre, B., 2002. Isotopic data (Sr-87 / Sr-86) and hydrological changes during the last 15 000 years on the Andean Altiplano. *Hydrol. Sci. J.*, 47: 293-306.
- Coudrain, A., Fourcade, B., Touma, J., 2003. Flux évaporatoire depuis les nappes phréatiques en régions arides. *IAHS Publ.*, 278: 82-86. Conference Proceeding Hydrology of Mediterranean and semiarid regions.
- D'Amato, N., Lebet, T., 1998. On the characteristics of the rainfall events in the Sahel with a view to the analysis of climatic variability. *Int. J. Climatol.*, 18: 955-974.
- Damnati, B., 2000. Holocene lake records in the northern hemisphere of Africa. *J. Afr. Earth Sci.*, 31: 253-262.
- De Marsily, G., 1994. Hydrogéologie : comprendre et estimer les écoulements souterrains et le transport des polluants. Cours de l'école des Mines de Paris. Paris, France. 243 p.
- Dinçer, T., 1980. Use of environmental isotopes in arid-zone hydrology. pp 23-30. IAEA. Conference Proceeding Arid-zone hydrology: investigation with isotope techniques.
- Djoret, D., 2000. Etude de la recharge de la nappe du Chari Baguirmi (Tchad) par les méthodes chimiques et isotopiques. Thèse. Université d'Avignon et des pays du Vaucluse. 156 p.
- Dieng, B., Ledoux, E., De Marsily, G., 1990. Paleohydrogeology of the Senegal sedimentary basin : a tentative explanation of the piezometric depression. *J. Hydrol.*, 118: 357-371.
- Dupont, B., 1970. Distribution et nature des fonds du lac Tchad (nouvelles données). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, 2: 9-42.
- Durand, A., 1982. Oscillations of the lake Chad over the past 50,000 years: new data and new hypothesis. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 39: 37-53.
- Durand, A., Fontes, J.C., Gasse, F., Icole, M., Lang, J., 1984. Le nord-ouest du lac Tchad au Quaternaire: étude de paléoenvironnements alluviaux, éoliens, palustres et lacustres. *Paleoecol. Afr.*, 16: 215-243.
- Durand, A. et Lang, J., 1986. Approche critique des méthodes de reconstitution paléoclimatique: le Sahel nigéro-tchadien depuis 40 000 ans. *Bull. Soc. géol. France.*, 8: 267-278.
- Durand et al., 1995 Quaternary sediments and climatic changes in the central Sahel (Niger and Chad). *Afr. Geosci. Rev.*, 2: 323-614.
- Duvel, J.P., 1990. Convection over Tropical Africa and the Atlantic ocean during northern summer, Part II : Modulation by Easterly Waves. *Am. Meteorol. Soc.*, 118: 1855-1868.

- Eberschweiler, C., 1993. Monitoring and management of groundwater resources in the Lake Chad Basin: mapping of aquifers water resource management. Final report. R 35 985, CBLT - BRGM, Orléans, France.
- Eberschweiler, C., 1996. Contextes géologique et hydrogéologique. in *Livestock atlas of the lake Chad basin*, 29-32. Wageningen. Ed. CIRAD.
- Edmunds, W.M., Fellman, E., Goni, I.B., 1999. Lakes, groundwater and palaeohydrology in the Sahel of NE Nigeria: evidence from hydrochemistry. *J. Geol. Soc.*, 156: 345-355.
- Edmunds, W.M. et Smedley, P.L., 2000. Residence time indicators in groundwater : the Est Midlands Triassic sandstone aquifer. *Appl. Geochem.*, 15: 737-752
- Edmunds, W.M., Fellman, E., Goni, I.B., Prudhomme, C., 2002a. Spatial and temporal distribution of groundwater recharge in northern Nigeria. *Hydrogeol. J.*, 10: 205-215.
- Edmunds, W.K., Carrillo-Rivera, J.J., Cardona, A., 2002b. Geochemical evolution of groundwater beneath Mexico City. *J. Hydrol.*, 258:1-24.
- EHRMANN, M., 1999. Étude du fonctionnement et de la dynamique de la brousse tigrée nigérienne. Thèse. Université de Paris-6. France. 178 p.
- Eilers, V.H.M., Carter, R.C., Rushton, K.R., 2007. A single layer soil water balance model for estimating deep drainage (potential recharge): An application to cropped land in semi-arid North-east Nigeria. *Geoderma*, 140: 119-131.
- El Achheb, A., Mania, J. et Mudry J., 2003. Mécanismes d'acquisition de la minéralisation des eaux souterraines dans le bassin Sahel-Doukkala (Maroc occidental.) Approche par des traces hydro-géochimiques. Technologie de l'intrusion d'eau de mer dans les nappes aquifères côtières : pays méditerranéens. ALICANTE (Espagne) 11 - 14 mars 2003, pp. 113-123.
- Favreau, G., 2000. Caractérisation et modélisation d'une nappe phréatique en hausse au Sahel : dynamique et géochimie de la dépression piézométrique naturelle du Kori de Dantiandou (sud-ouest du Niger). Thèse. Université Paris Sud. 258 p.
- Favreau, G., Leduc, C., Marlin, C., 2000. Représentativité de l'échantillonnage géochimique et hydrodynamique en nappe libre de milieu semi-aride. *J. Afr. Earth Sci.*, 31: 669-678.
- Favreau, G., Leduc, C., Marlin, C., 2001. Groundwater recharge increase induced by land-use change: comparaison of hydrodynamic and isotopic estimates in semiarid Niger. Conference Proceeding Impact of Human Activity on Groundwater Dynamics. 2001. *IAHS Publ.*, 269: 67-74.
- Favreau, G., Leduc, C., Marlin, C., Guéro, A., 2002. Une dépression piézométrique naturelle en hausse au Sahel (sud-ouest du Niger). *C.R.Geosciences*, 334: 395-401.
- Favreau, G., Ardoin-Bardin, S., Goni, I.B., Boronina, A., Condom, T., Coudrain, A., Delclaux, F., Dezetter, A., Gasse, F., Gaultier, G., Guéro A., Habou L., Leblanc, M., Leduc, L., Lemoalle, J., Loubet, M., Ngounou-Ngatcha, B., Niel, H., Razak, M., Seidel, J.L., Travi, Y., Vallet-Coulomb, C., Van-Exter, S., Zairi, R., 2005. Impacts climatiques et anthropiques sur le fonctionnement hydrologique dans le Bassin du Lac Tchad. In Colloque ECCO, Toulouse, 5-7 décembre 2005, pp. 429-434.

- Faure, H., Manguine, E., Nydal, R., 1963. Formations lacustres du Quaternaire supérieur du Niger oriental : diatomites et âges absolus. *Bull.BRGM*, 3: 41-63.
- Faure, H., 1966. Reconnaissances géologiques des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. Mémoire BRGM, 47. Paris. 630 p.
- Fontes, J.C., Maglione, G., Roche, M.A., 1969a. Données isotopiques préliminaires sur les rapports du lac Tchad avec les nappes de la bordure nord-est. *Cah.ORSTOM, sér.Hydrol.*, 7: 17-34.
- Fontes, J.C., Maglione, G., Roche, M.A., 1969b. Eléments d'hydrologie isotopique dans le bassin du lac Tchad. O.U.A. Colloque Utilisations pacifiques de l'énergie atomique, Kinshasa 1969. 14 p.
- Fontes, J. C., Gonfiantini, R., Roche, M. A., 1970. Deuterium and oxygen-18 in water of lake Chad. In *Isotope Hydrology 1970*, IAEA-SM-129/23, IAEA Press, Vienna, Austria, pp. 387-404.
- Fontes, J.C., Andrews, J.N., Edmunds, W.M., Guerre, A., Travi, Y., 1991. Paleorecharge by the Niger River (Mali) deduced from groundwater geochemistry. *Water Resources Res.*, 27: 199-214.
- Fontes, J.C. et Gasse, F., 1991. PALHYDAF (palaeohydrology in Africa) program: objectives, methods, major results. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 84: 191-215.
- Fontes, J.C., Gasse, F., Andrews, J.N., 1993. Climatic conditions of Holocene groundwater recharge in the Sahel zone of Africa. IAEA Conference Proceeding Isotope techniques in the study of past and current environmental changes in the hydrosphere and the atmosphere, Vienna, pp. 213-248.
- Gac, J.Y., 1980. Géochimie du bassin du lac Tchad. Travaux et documents ORSTOM, 123, 251 p.
- Gallaire, R., 1995. Hydrologie en milieu subdésertique d'altitude, le cas de l'Aïr (Niger). Travaux et documents de l'ORSTOM, 162, 392 p.
- Gasse, F., Tehet, R., Durand, A., Gibert, E., Fontes, J.C., 1990. The arid-humid transition in the Sahara and the Sahel during the last deglaciation. *Nature*, 346: 141-146.
- Gasse, F., 2000. Hydrological changes in the African tropics since the last glacial maximum. *Quatern. Sci. Rev.*, 19: 189-211.
- Gasse, F., 2002. Diatom-inferred salinity and oxygen isotopes in holocene waterbodies of the western Sahara and Sahel (Africa), implications for climate and water resource variability. *Quatern. Sci. Rev.*, 21: 737-767.
- Gasse, F., 2005. Continental palaeohydrology and palaeoclimate during the Holocene. *C. R. Geosciences*, 337: 79-86.
- Gaston, A., 1996. The pastoral vegetation of the lake Chad basin. Livestock atlas of the lake Chad basin, pp. 39-56. in *Livestock atlas of the lake Chad basin*. Wageningen. Ed. CIRAD.
- Gat, J.R., 1992. Monitoring the response of arid zone hydrology to environmental change by means of the stable isotope composition of groundwaters. pp. 521-532. IAEA Conference Proceeding Isotopes techniques in water resources development, Vienna 03/1991.

- Gat, J.R., 1995. The relationship between the isotopic composition of precipitation, surface runoff and groundwater for semi-arid and arid zones. *IAHS Publ.*, 232: 409-416. Conference Proceeding Application of tracers in arid zone hydrology, Vienna, 08/1994.
- Gaultier, G., Marlin, C., Leduc, C., Filly, A., Massault, M., 2003. Hydrogéologie isotopique de la depression piézométrique du Kadzell (Niger occidental), *Hydrology of the Mediterranean and semiarid regions. IAHS Publ.*, 278 : 168-173.
- Gaultier, G., 2004. Recharge et paléorecharge d'une nappe libre en milieu sahélien (Niger oriental) : approches géochimique et hydrodynamique. Thèse. Université de Paris-Sud, Orsay. 165p.
- Gee, G.W., Hillel, D., 1988. Groundwater recharge in arid regions: Review and critique of estimation methods. *J. Hydrol. Process.*, 2: 255-266.
- Ghienne, J.F., Schuster, M., Bernard, A., Durringer, P., et Brunet, M., 2002. The Holocene giant Lake Chad revealed by digital elevation models, *Quat. Int.*, 87: 81-85.
- Goes, B.J.M., 1999. Estimate of shallow groundwater recharge in the Hadejia-Nguru wetlands, semi-arid northeastern Nigeria. *Hydrogeol. J.*, 7: 294-304
- Goni, I.B., Fellman, E., Edmunds, W.N., 2001. Rainfall geochemistry in the Sahel region of northern Nigeria. *Atmos. Environ.*, 35: 4331-4339.
- Goni, I.B., 2002. Hydrogeochemical approach to groundwater recharge studies in the Nigerian sector of the Chad basin. Thèse. Université d'Avignon et du pays de Vaucluse, 122 p.
- Goni, I.B., Travi, Y., Edmunds, W.M., 2005. Estimating groundwater recharge from modelling unsaturated zone chloride profiles in the Nigerian sector of the Chad Basin, *J. Min. Geol.*, 41: 123-130.
- Goni, I.B., 2006. Tracing stable isotope values from meteoric water top groundwater in the southwestern part of the Chad basin. *Hydrogeol. J.*, 14: 742-752.
- Greigert, J., 1979. Atlas des eaux souterraines du Niger. T1, fascicule VII: La nappe pliocène et le système phréatique du Manga. Rapport BRGM 79 AGE 00. Orléans, France.
- Greigert, J. et Bernert, G., 1979. Atlas des eaux souterraines de la République du Niger. Etat des connaissances. Rapport BRGM 79 AGE 001. Orléans, France.
- Greigert, J. et Sauvel, CL., 1970. Modernisation de la zone pastorale nigérienne. Rapport BRGM 70 ABI 006 NIA. Orléans, France.
- Grunert, J., Baumhauer, R., Völkel, J., 1991. Lacustrine sediments and holocene climates in the southern Sahara: the example of the paleolakes in the Grand Erg of Bilma (Zoo Baba and Dibella, eastern Niger). *J. Afr. Earth Sci.*, 12: 133-146.
- Hess, T.M., Stephens, W., Maryah, U.M., 1995. Rainfall trends in the North East Arid Zone of Nigeria 1961-1990. *Agric. For. Meteorol.*, 74: 87-97.

- Holmes, J.A., Street-Perrott, F.A., Perrott, R.A., Stokes, S., Waller, M.P., Huang, Y., Eglinton, G., Ivanovich, M., 1999. Holocene landscape evolution of the Manga grasslands, NE Nigeria: evidence from palaeolimnology and dune chronology. *J. Geol. Soc.*, 156: 357-368.
- Hsissou, Y., Chauve, P., Mania, J., Mangin, A., Bakalowicz, M., Gaiz, A., 1996. Caractérisation des eaux de l'aquifère turonien du bassin du Tadla (Maroc) par le rapport des concentrations molaires Sr^{2+}/Ca^{2+} . *J. Hydrol.* 183 : 445-451.
- HYDROGEO-CANADA INC., 1975. Puits prioritaires département de Diffa-Niger, Avancement des travaux. Agence canadienne du développement international.
- Huh, Y., Chan, L.-H., Zhang, L., Edmond, J. M., 1998. Lithium and its isotopes in major world rivers: Implication for weathering and the oceanic budget. *Geochim. Cosmochim. Ac.*, 62: 2039-2051.
- Isiohro, S.A., Matisoff, G., When, K.S., 1996. Seepage relationships between Lake Chad and the Chad aquifers. *Ground Water*, 34: 819-826.
- IWACO., 1985. Etude des ressources en eau du bassin de la Komadougou Yobé. Projet 5604. 70. 94. 187. Commission mixte Nigero-Nigériane de coopération, Niamey, Niger.
- Janicot, S., Fontaine, B., 1993. L'évolution des idées sur la variabilité inter-annuelle récente des précipitations en Afrique de l'Ouest. *La Météorologie*, 8: 28-53.
- Joseph, A., Aranyosy J.F., Kanta, I., 1990. Recharges et paléo-recharges des aquifères discontinus du socle de l'Air (Niger). *Geodinamica. Acta.*, 4: 185-197.
- Kröpellin, S., Verschuren, D., Lézine, A.M., Eggermont, H., Cocquyt, C., Francus, P., Cazet, J.P., Fagot, M., Rumes, B., Russel, J.M., Darius, F., Conley, D.J., Schuster, M., von Suchodoletz, H., Engstrom, D.R., 2008. Climate-Driven Ecosystem Succession in the Sahara : The past 6000 Years. *Sciences*, 320: 765-758.
- Kusnir, I. et Moutaye, H., 1997. Ressources minérales du Tchad: une revue. *J. Afr. Earth. Sci.*, 24: 549-562.
- Kutzbach, J., Bonan, G., Foley, J., Harrison, S.P., 1996. Vegetation and soil feedbacks on the response of the African monsoon to orbital forcing in the early to middle Holocene. *Nature*, 384: 623-626.
- Land, M., Ingri, J., Andersson P.S., Öhlander, B., 2000. Ba/Sr, Ca/Sr and $^{87}Sr/^{86}Sr$ ratios in soil water and groundwater: implications for relative contributions to stream water discharge. 2000. *Appl. Geochem.*, 15: 311-325
- Le Maître, D.C., Scott, D.F., Colvin, C., 1999. A review of information on interactions between vegetation and groundwater. *Water SA*, 25: 137-152.
- Leblanc, M., 1997. Modélisation numérique de la nappe quaternaire du Manga (Niger sudoriental). Mémoire DEA. Université d'Avignon et des pays du Vaucluse. 86 p.
- Leblanc, M., 2002. Use of GIS and remote sensing for water resources management of large semi-arid regions. A case study of the Lake Chad BASin, Africa. Thesis, University of Glamorgan (UK) and Poitiers University (Fr). 220 p.

- Leblanc, M., Razack, M., Dagorne, D., Mofor, L., Jones, C., 2003. Application of Meteosat thermal data to map soil infiltrability in the central part of the Lake Chad basin, Africa. *Geophys. Res. Lett.*, 30 p.
- Leblanc, M., Favreau, G., Maley, J., Nazoumou, Y., Leduc, C., Stagnitti, F., Van Oevelen J.P., Delclaux, F., Lemoalle, J., 2006a. Reconstruction of Megalake Chad using Shuttle Radar Topographic Mission data. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 239: 16-27
- Leblanc, M., Leduc, C., Stagnitti, F., van Oevelen, P.J., Jones, C., Mofor, L.A., Razack, M., Favreau, G., 2006b. Evidence for Megalake Chad, north-central Africa, during the late Quaternary from satellite. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 230: 230-242
- Leduc-PNUD., 1991. Les ressources en eau du département de Diffa. Diffa, Direction de l'hydraulique de Diffa. Projet PNUD/DCTCD/NER/86/001.
- Leduc, C. et Desconnets, J.C., 1994. Variability of groundwater recharge in the Sahel: piezometric survey of the Continental Terminal aquifer (Niger). in: "Future groundwater resources at risk", Helsinki conference, 1994. *AISH Publ.*, 222: 505-511.
- Leduc, C., Salifou, O., Leblanc, M., 1998. Evolution des ressources en eau dans le département de Diffa (bassin du lac Tchad, sud-est nigérien). Servat, E., Hughes, D., Fritsch, J. M., and Hulme, M.. Conference Proceeding Water resources variability in Africa during the XXth century, 1998. *IAHS Publ.*, 252: 281-288.
- Leduc, C., Sabljak, S., Taupin, J. D., Marlin, C., Favreau, G., 2000. Estimation de la recharge de la nappe quaternaire dans le nord-ouest du bassin du lac Tchad (Niger oriental) à partir de mesures isotopiques. *C. R. Acad. Sci. Paris II a*, 330: 355-361.
- Leduc, C., Favreau, G., Schroeter, P., 2001. Long term rise in a sahelian water-table: the continental terminal in South-West Niger. *J. Hydrol.*, 243: 43-54.
- Lemoalle, J., 1989. Le fonctionnement hydrologique du lac Tchad au cours d'une période de sécheresse (1973-1989). Rapport ORSTOM 89-03, 27 p.
- Lemoalle, J., Favreau, G., Seidel, J.L., Zairi, R., 2005. Changes in Lake Chad water chemistry during a drought period. In: "EGU General Assembly", Vienna, Austria, April 2005, HS39, Geophysical Research Abstract (7), 06285.
- Lerner, D.N., Issar, A.S., Simmers, I., 1990. Groundwater Recharge: a guide to understanding and Estimating Natural Recharge. International Contribution to Hydrogeology, 8. *International Association of Hydrogeologists*. Verlag Heinz Heise.
- Leroux, M., 1996. La dynamique du temps et du climat. Paris, Milan, Barcelone. 310 p. Ed. Masson.
- Lézine, A.M., 1989. Late quaternary vegetation and climate of the Sahel. *Quatern. Res.*, 32: 317-334.
- Lézine, A.M., Casanova, J., 1989. Pollen and hydrological evidence for the interpretation of past climates in tropical West Africa during the Holocene. *Quatern. Sci. Rev.*, 8 : 45-55.

- Lézine, A. M. et Vergnaud-Grazzini, C. , 1993. Evidence of forest extension in West Africa since 22,000 BP: A pollen record from the eastern tropical Atlantic. *Quatern. Sci. Rev.*, 12 : 203-210.
- Lézine, A.M., 1996. La mangrove ouest africaine, signal des variations du niveau marin et des conditions régionales du climat au cours de la dernière déglaciation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 167: 743-752.
- Lézine, A.M., Duplessy, J.C. et Cazet, J.P., 2005. West African monsoon variability during the last Deglaciation and the holocene: Evidence from Fresh Water Algae, Pollen and isotope data from Core KW31, Gulf of Guinea. *Palaeogeogr., Palaeoecol., Palaeoclimatol.*, 219: 225-237.
- Louis, P., 1970. Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. Travaux et documents de l'ORSTOM. 42, 330 p.
- Maduabuchi, C., Faye, S., Maloszewski, P., 2006. Isotope evidence of paleorecharge and paleoclimate in the deep confined aquifers of the Chad Basin, NE Nigeria. *Sci. Total Environ.*, 370 : 467-479.
- Maglione, G., 1974a. Géochimie et mécanismes de mise en place actuelle des évaporites dans le bassin tchadien. *Ass.Sénégal Et.Quatern.Afr.*, 42-43: 33-44.
- Maglione, G., 1974b. Un modèle de sédimentation évaporitique continentale actuelle : le lac Tchad et ses dépendances hydrologiques littorales. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, XVI: 171-176.
- MAGLIONE G., 1976. Géochimie des évaporites et silicates néoformés en milieu continental confiné. Les dépressions interdunaires du Tchad. Travaux et documents de l'ORSTOM, 50, 331 p.
- Mahé, G., L'Hôte, Y., Olivry, J.C., Wotling, G., 2001. Trends and discontinuities in regional rainfall of West and Central Africa: 1951-1989. *J. Sci. Hydrol.*, 46 : 211-226.
- Maley, J., 1980. Les changements climatiques de la fin du Tertiaire en Afrique : leur conséquence sur l'apparition du Sahara et de sa végétation. *Quaternary environments and prehistoric occupation in northern Africa* , 4: 63-86.
- Maley, J., 1981. Etudes palynologiques dans le bassin du Tchad et paléoclimatologie de l'Afrique nord-tropicale de 30 000 ans à l'époque actuelle. Travaux et documents de l'ORSTOM, 129, 586p.
- Maley, J., 1993. Chronologie calendaire des principales fluctuations du lac Tchad au cours du dernier millénaire: le rôle des données historiques et de la tradition orale. In: D. Barreteau and C. von Graffenried, Editors, *Dating and Chronology in the Lake Chad Basin*, ORSTOM Bondy, France, pp. 161-163.
- Maley, J., 2004. Le bassin du lac Tchad au Quaternaire récent: formations sédimentaires, paléoenvironnements et préhistoire. La question des Paléotchads. In: J. Renault-Miskovsky and A.M. Semah (Eds.), *Guide de la Préhistoire Mondiale*, pp. 179-217.
- Massuel, S., 2001. Modélisation hydrodynamique de la nappe phréatique quaternaire du bassin du lac Tchad. Mémoire DEA. Université de Montpellier II - Université d'Avignon et des pays du Vaucluse. 82 p.

- Mathon, V., Laurent, H., 2001. Life cycle of sahelian mesoscale convective cloud systems. *Q.J.R.Meteorol.Soc.*, 127: 377-406.
- Mbonu, M., 1991. Hydrogéologie, hydrochimie et géochimie isotopique des aquifères de socle du plateau de Jos et des plaines environnantes (Nigeria). Thèse. Université d'Avignon et des pays de Vaucluse. 170 p.
- Mbonu, M., Travy, Y., Alkali, A., 1995. Labelling of precipitation by stable isotopes (^{18}O , ^2H) over the Jos Plateau and the surrounding plains (north-central Nigeria). *J. Afr. Earth Sci.*, 19: 91-98.
- Miller, R. E., Johnston, R. H., Olowu, J. A. I., Uzoma, J. U., 1965. Availability of ground water in the Chad Basin of Bornu and Dikwa Emirates, northern Nigeria. USAID edn., Washington, USA. 30 p.
- Miller, R. E., Johnston, R. H., Olowu, J. A. I., Uzoma, J. U., 1968. Groundwater hydrology of the Chad basin in Borno and Dikwa Emirates, Northern Nigeria, with special emphasis on the flow life of the artesian system. *US Geol. Survey Water Supply Paper I 757-I*.
- Mortimore, M., 1989. Adapting to Drought: Farmers, Famines and Desertification in West Africa. Cambridge University Press.
- NASA., 2001. A shadows of a lake: Africa's disappearing Lake Chad, February 27, 2001. <http://www.gsfc.nasa.gov/topstory/20010227lakechad.html>.
- Neal, C., Fox, K-K., Harrow, M., Neal, M., 1998. Boron in the major UK rivers entering the North Sea. *Sci. Total Environ.*, 210/211: 41-51.
- Ngatcha, B.N., Mudry, J., Wakponou, A., Ekedeck, G.E., Nijchoua, R., Sarrot-Reynauld, J., 2001. Le cordon sableux Limani-Yagoua, extrême-nord Cameroun, et son rôle hydraulique. *J. Afr. Earth Sci.*, 32: 889-898.
- Niel, H., Leduc, C., Dieulin, C., 2005. Spatial and temporal variability of annual rainfall in the Lake Chad Basin during the 20th century. *Hydrol. Sci. J.* 50: 223-243.
- OFEDES., 1979. Inventaire des puits cimentés, département de Diffa. Ministère de l'Hydraulique et de l'environnement.
- OFEDES., 1982. Inventaire des puits cimentés, département de Diffa. Ministère de l'Hydraulique et de l'environnement.
- OFEDES., 1986. Catalogue des infrastructures hydrauliques du département de Diffa. Ministère de l'Hydraulique et de l'environnement.
- Olivry, J.C., Chouret, A., Vuillaume, G., Lemoalle, J., Bricquet, J.P., 1996. Hydrologie du Lac Tchad. Monographie hydrologique n° 12, *ORSTOM Publ.*, Paris, France.
- Pachur, H.J., Kropelin, S., 1987. Wadi Howar: Paleoclimatic evidence from an extinct river system in the southeastem Sahara. *Science*, 231: 298-300.

- Petit-Maire, N., 1999. Variabilité naturelle des environnements terrestres : les deux derniers extrêmes climatiques ($18\ 000 \pm 2\ 000$ et $8\ 000 \pm 1\ 000$ ans BP). *C. R. Acad. Sci. Paris IIa*, 32 : 273-279.
- Pias, J., 1970. Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. Paris, Orstom, *Mém. Orstom*, 43, 407 p.
- Pirard F., 1967. Carte de reconnaissance géologique du Manga. (Niger sud-oriental). Dressée en 1962. BRGM. Paris. 35 p.
- PNUD-UNESCO-CBLT.1972. Synthèse hydrologique du bassin du lac Tchad 1966-1970. Rapport technique UNESCO.
- PNUD-FAO-CBLT.1973. Etude des ressources en eau du bassin du lac Tchad en vue d'un programme de développement. Tome I. Hydrogéologie, rapport technique FAO.
- Riou, C.H., 1980. Etude de l'évaporation en Afrique Centrale (Tchad, RCA, Congo). Contribution à la connaissance des climats. Travaux et documents de l'ORSTOM, 80, 237 p.
- Risier, J., Petit-Maire, N., 1986. Paléohydrographie du bassin d'Arouane à l'Holocène. *Revue de géologie dynamique et de géographie physique*, 27: 205-212.
- Roche, M.A., 1980 Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. Travaux et documents de l'ORSTOM. Paris, 117, 383 p.
- Rogon, P., 1991. Les sécheresses au Sahel replacées dans l'évolution climatique des vingt derniers millénaires. *Sécheresse*, 2: 199-210.
- Rushton, K.R., Eilers, V.H.M., Carter, R.C., 2006. Improved soil moisture balance methodology for recharge estimation *J. Hydrol.*, 318: 379-399
- Sabljak, S., 1998. Hydrochimie et hydrodynamique de la nappe phréatique au Niger oriental. Mémoire DEA. Université Paris Sud. 74 p.
- Salzmann, U., Waller, M., 1998. The Holocene vegetational history of the nigerian Sahel based on multiple pollen profiles. *Rev. Palaeobot. and palynol.*, 100: 39-72.
- Schneider, J.L., Wolff, J.P., 1992. Carte géologique et cartes hydrogéologiques à 1/1 500 000 de la république du Tchad, Mémoire explicatif BRGM, 209. Orléans, France.
- Schneider, J.L., 2004. Géologie - Archéologie - Hydrogéologie de la République du Tchad. 2 vol., Thèse. Ed BRGM, France.
- Schuster, M., Roquin, C., Düringer, P., Brunet, M., Caugy, M., Fontugne, M., Taisso Mackaye, H., Vignaud, P., Ghienne. J-F., 2005. Holocene Lake Mega-Chad palaeoshorelines from space. *Quatern. Sci. Rev.*, 24: 1821-1827.
- Sepulchre, P., Schuster, M., Ramstein, G., Krinzev, G., Girard, J.F., Vignaud, P., Brunet, M., 2008. Evolution of Lake Chad Basin hydrology during the mid-Holocene: A preliminary approach from lake to climate modelling. *Global and Planetary Change*, 61: 41-48.

- Servant-Vildary, S., 1978. Etudes des diatomées et paléoclimatologie du bassin tchadien au Cénozoïque supérieur. Travaux et documents de l'ORSTOM, 84, 346 p.
- Servant, M., Servant-Vildary, S., 1973. Le Plio-Quaternaire du bassin du lac Tchad. Centre national de la recherche scientifique. Conference Proceeding. *Le Quaternaire, géodynamique, stratigraphie et environnement*. 1973, pp. 169-175.
- Servant, M., 1983. Séquences continentales et variations climatiques: évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Travaux et documents de l'ORSTOM, 159, 567 p.
- Simmers, I. et Hendrickx., 1997. Recharge of phreatic aquifers in (semi-) arid areas. A. A. Balkema.
- Simmers, I., 2003. Understanding water in a dry environment. Hydrological Processes in Arid and semi-arid zones, *IAH Publ.*, 23. Balkema Publ., The Netherlands.
- Taupin, J.D., Coudrain-Ribstein, A., Gallaire, R., Zuppi, G.M., Filly, A., 2000. Rainfall characteristics ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$, ΔT and ΔHr) in western Africa, regional scale and influence of irrigated areas. *J. Geophys. Res.*, 105: 11911-11924.
- Taupin, J.D., Gaultier, G., Favrau, G., Leduc, C., Marlin, C., 2002. Variabilité isotopique des précipitations sahéliennes à différentes échelles de temps à Niamey (Niger) entre 1992 et 1999: implication climatique. *C.R.Geoscience*, 334: 1- 9.
- Téhet, R., Gasse, F., Durand, A., Schoeter, P., Fontes, J.C., 1990. Fluctuations climatiques du Tardiglaciaire à l'actuel au Sahel (Bougdouma, Niger). *C.R.Acad.Sci.Paris*, 311: 253-258.
- Thiemeyer, H., 1992. On the age of the Bama ridge - a new ^{14}C -record from konduga area, Borno state, NE-Nigeria. *Z.Geomorph.N.F.*, 36: 113-118.
- Thompson, J.R. et Hollis, G.E., 1995. Hydrological modelling and the sustainable development of the Hadejia-Nguru Wetlands, Nigeria. *Hydrol. Sci. J.*, 40: 97-116.
- Tilho, J., 1925. Sur l'ordre de grandeur des variations de profondeurs et d'étendue du lac Tchad. *C.R.Acad.Sci.Paris*, 180: 1233-1236.
- Villaume, G., 1981. Bilan hydrologique mensuel et modélisation sommaire du régime hydrologique du Lac Tchad. *Cah ORSTOM, sér. Hydrol.*, 13: 23-72.
- WARDROP Engineering., 1993. Borno and Yobé State Agricultural and Rural Development Projects (BOSADP and YOSADP). Maiduguri. 110 p.

Annexes

Annexes 1 : Physico-chimie et concentrations en éléments majeurs des eaux souterraines

	X Est	Y Nord	Date	Temp.	pH	CE	Ca	Mg	K	Na	HCO ₃	Br	Cl	SO ₄	NO ₃	Si
				(°C)		(µS/cm)					mmol.L ⁻¹					
Plaine du Kadzell																
Kakaya Kyari	12.467	13.376	08/12/03	29.9	7.4	1051	0.92	0.35	0.48	6.74	4.40	-	0.59	2.82	0.48	1.64
Kaoloa Djima	12.870	13.796	05/12/03	31.2	7.9	1355	0.26	0.04	0.59	12.63	12.62	-	0.88	0.89	0.00	0.95
Karénébame	12.867	13.750	05/12/03	29.7	8.0	1135	0.77	0.20	0.90	7.81	5.84	-	1.51	2.06	0.04	1.11
Kortinirga	12.655	13.787	08/12/03	30.3	7.2	457	0.61	0.17	0.29	2.42	2.86	-	0.61	0.53	0.00	1.69
Kosseyri	12.651	13.511	27/09/04	-	8.3	3180	0.58	0.14	0.85	28.22	11.87	-	2.39	7.00		0.81
Likitiré	12.639	13.681	04/12/03	31.8	7.3	596	0.88	0.33	0.26	3.24	4.64	-	0.22	0.75	0.00	1.34
Likitiré	12.405	13.362	23/09/04	-	8.1	579	0.99	0.84	0.22	0.56	3.70	-	0.23	0.87		-
Malam Boukardi	12.235	13.203	01/10/04	31.7	6.8	1078	1.39	0.43	0.34	6.55	3.02	-	1.10	3.54		-
Malam Boukardi	12.901	13.589	28/10/04	31.6	6.9	1152	1.67	0.68	0.34	6.69	2.82	-	1.18	4.43		1.65
Malam Boulamari	12.901	13.589	28/10/04	30.9	7.2	397	0.71	0.20	0.18	2.22	2.79	-	0.33	0.48	0.02	1.47
Malam Boulamari	12.805	13.762	28/10/04	31.9	6.1	1235	2.75	1.16	0.40	5.19	1.47	-	1.19	6.04		1.70
Ngel Tchaman	12.404	13.359	08/12/03	31.0	7.4	1270	0.42	0.21	0.50	9.69	3.99	-	0.73	3.96	0.04	1.73
Njido Mari	12.230	13.203	08/12/03	30.7	7.2	1236	1.43	0.44	0.69	7.19	5.61	-	2.80	2.09	0.00	1.89
Plaine de la Komadougou Yobé																
Assaga	12.707	13.316	21/10/04	28.9	6.7	309	0.56	0.26	0.16	1.47	2.45	-	0.15	0.12	0.08	-
Bagara	12.583	13.289	12/12/03	28.5	6.7	175	0.52	0.20	0.12	0.32	1.88	-	0.02	0.00		1.07
Burari	12.613	13.091	17/11/05	31.0	7.2	321	0.61	0.17	0.20	1.65	3.32	-	0.23	0.06		1.50
Dagaya	13.065	13.555	18/10/04	29.7	7.2	323	0.98	0.30	0.48	0.50	3.04	-	0.06	0.03		-
Dagaya	13.064	13.555	18/10/04	31.7	7.9	350	0.72	0.32	0.50	1.24	3.58	-	0.04	0.02		-
Dewa Karguéri	12.806	13.430	20/10/04	28.5	7.3	291	0.64	0.15	0.13	1.44	2.67	-	0.07	0.04	0.08	-
Gueskérou	12.833	13.467	01/01/04	28.9	8.3	245	0.93	0.24	0.10	0.28	2.42	-	0.04		0.02	-
Gueskérou dispensaire			01/01/04	-	8.3	200	0.77	0.28	0.56	0.85	3.09	-	0.08	0.01	0.01	-
Gueskérou Château	12.844	13.477	01/01/04	27.7	8.0	208	0.55	0.16	0.24	0.43	1.80	-	0.08	0.02	0.00	-
Kareto	12.507	12.885	17/11/05	31.8	7.4	400	0.82	0.22	0.45	1.90	2.79	0.00	0.49	0.33	0.46	1.32
Point 28	12.565	13.012	17/11/05	31.1	7.5	344	0.65	0.23	0.18	1.72	3.07	0.00	0.28	0.12	0.11	1.30
Saléri	12.540	13.290	22/09/04	-	7.8	183	0.52	0.19	0.01	0.41	1.68	-	0.01	0.01		-
Saléri PT	12.538	13.290	22/09/04	-	7.6	258	0.87	0.22	0.17	0.48	2.44	-	0.03	0.01	0.02	-
SEEN Diffa	12.605	13.324	11/12/03	29.6	6.9	361	0.70	0.28	0.19	1.28	2.56	-	0.25	0.37		1.46

Zarwaram	12.523	13.154	26/10/04	26.7	6.7	299	0.88	0.36	0.32	0.47	2.83	-	0.15	0.01	0.01	-
Zarwaram	12.524	13.155	26/10/04	29.3	6.8	301	1.04	0.31	0.09	0.41	3.11	-	0.03	0.00		-
Bordure ouest du lac Tchad																
Ari Koukouri	13.110	13.938	05/12/03	27.5	8.5	2030	0.11	0.04	0.38	20.03	19.84	-	0.64	1.25	0.10	1.28
Asanti	13.682	12.592	15/11/05	29.6	7.9	4200	1.17	1.56	2.09	36.02	12.08	0.01	4.31	10.47	9.37	1.28
Baga hopital	13.821	13.095	16/11/05	29.9	8.1	1937	0.79	0.85	0.80	15.82	12.12	0.01	3.32	1.90	1.31	1.03
Baroua	13.173	13.880	18/10/04	29.1	7.7	1427	1.48	0.65	0.43	11.21	10.92	-	0.85	1.81	0.21	1.35
Baroua	13.172	13.879	18/10/04	31.0	7.5	1746	0.54	0.13	0.25	24.70	14.19	-	2.00	4.02		1.33
Blabrim	13.414	14.430	13/10/04	28.6		1822	0.47	0.76	2.66	13.26	10.30	-	2.59	2.11	1.03	0.79
Blabrim	13.416	14.426	13/10/04	30.4	7.6	2000	1.33	2.96	2.99	11.62	18.52	-	1.66	0.48	0.69	1.15
Bosso	13.313	13.697	18/10/04	29.2	7.4	1660	0.33	0.13	0.22	13.98	12.78	-	1.05	0.57	0.34	1.17
Boula Toungour	13.378	13.853	10/02/05	-	8.3	575	1.47	0.77	0.43	1.44	6.11	-	0.11	0.17	0.00	-
Boula Toungour Doro	13.367	13.784	11/02/05	-	8.1	880	2.18	1.06	0.40	2.86	5.52	-	0.26	1.45	0.25	-
Boula Toungour Doro2	13.354	13.772	12/02/05	-	8.8	5210	0.27	1.06	1.47	51.06	28.78	-	4.23	14.16	0.01	-
Cime Gana	13.4431874	14.1325895	12/02/05	-	8.1	821	0.54	0.31	0.45	5.23	2.56	-	1.78	1.77	0.00	-
Dileram	13.097	14.216	20/10/04	29.1	8.0	3600	0.30	0.52	1.35	40.89	34.17	-	2.81	2.38		-
Doro Léléwa	13.317	14.192	05/02/05	-	8.7	2440	0.29	0.53	0.34	24.28	20.01	-	1.44	3.37	0.02	-
Féféwa	13.249	13.953	03/02/05	-	8.5	847	1.83	1.38	0.67	2.71	9.28	-	0.43	0.41	0.00	-
Gadira	13.502	13.973	30/10/04	28.2	6.1	2250	8.78	3.04	0.54	5.50	8.00	-	1.47	10.73	0.67	-
Gadira	13.507	13.970	30/10/04	31.0	7.9	2360	1.51	3.85	0.38	17.14	9.92	-	1.92	8.27	0.54	1.25
Kauwa	13.670	12.946	15/11/05	30.2	7.7	4470	1.49	1.00	2.15	39.86	17.52	0.03	7.83	12.28	0.04	1.31
Kawarah	13.458	14.094	06/02/05	-	8.3	1701	4.49	2.40	0.91	6.01	5.70	-	0.76	7.06	0.00	-
Krisima Abukyari	13.621	12.625	15/11/05	28.9	7.9	1337	0.32	0.17	0.51	12.34	9.61	0.00	0.49	1.85		1.47
Kwoktou Yebi	13.332	13.814	01/02/05	-	8.2	475	1.17	0.66	0.47	1.07	5.02	-	0.05	0.10	0.00	-
Mahrou	13.365	14.019	04/02/05	-	8.6	3090	0.44	4.28	0.89	24.09	24.75	-	2.54	5.52	0.09	-
N'Goubouwah	13.159	14.241	07/02/05	-	8.2	629	1.91	0.88	0.50	0.97	6.90	-	0.05	0.13	0.00	-
Tchoukou Kanaï	13.387	13.806	08/02/05	-	8.3	766	2.36	1.32	0.63	1.05	9.32	-	0.08	0.34	0.06	-
Tchoukou Kanaï 2	13.378	13.853	09/02/05	-	8.4	507	1.13	0.63	0.48	1.35	4.11	-	0.11	0.61	0.00	-
Tchungôa	13.337	13.814	02/02/05	-	8.1	3130	4.38	2.61	0.90	20.83	8.02	-	3.81	12.95	0.01	-
Plaine du Bornou																
Bashar	13.419	12.930	18/11/05	29.9	7.9	2850	1.27	0.07	1.42	25.72	15.43	0.01	2.83	6.40	0.10	1.41
Bunari	13.472	12.683	15/11/05	30.1	7.9	2260	1.51	0.52	1.69	16.29	6.40	0.01	3.08	5.16	3.91	0.97
Furram	12.766	12.241	16/11/05	31.4	6.9	310	0.36	0.32	0.26	1.77	1.99	0.00	0.38	0.22	0.50	2.01
Gasrawa	13.330	12.617	15/11/05	30.6	7.4	3490	5.01	1.26	0.40	24.51	6.86	0.02	6.07	13.28	1.53	1.62

Annexes

Gazabure	12.819	12.901	08/09/06	31.0	7.6	1635	3.17	0.74	0.40	9.82	6.49	0.01	3.70	3.45	0.40	3.19
Goni Gombo	12.749	12.619	07/09/06	31.2	7.4	1079	1.66	0.65	0.47	6.28	4.10	0.01	1.42	2.76	0.01	1.72
Hoyo	12.949	12.001	13/11/05	31.8	-	398	1.01	0.24	0.15	1.28	2.52	0.00	0.24	0.05	1.02	1.70
Kareram Bultuwamari	12.806	12.159	14/11/05	31.8	-	258	0.33	0.11	0.20	1.48	1.52		0.29	0.04	0.43	2.06
Kawuliri	13.526	12.899	18/11/05	28.5	7.8	2790	1.81	0.73	0.89	24.99	19.61	0.01	1.54	5.43	0.02	1.00
Kuda Lawanti	13.160	12.495	16/11/05	31.8	7.0	3190	10.03	3.51	0.79	9.90	4.23	0.02	11.22	10.50	0.66	1.67
Kurari	12.690	12.645	07/09/06	31.3	7.6	1570	1.90	0.73	0.46	10.08	5.79	-	-	-	-	1.91
Limanti Goni Ngomari	13.002	11.954	13/11/05	32.2	-	682	1.98	0.33	0.12	2.56	4.88	0.00	0.28	0.11	1.73	1.62
Marte	13.831	12.361	14/11/05	29.7	8.1	953	0.26	0.03	0.34	8.85	2.88	0.00	0.89	0.48	0.91	1.47
Point 26	12.672	12.711	17/11/05	31.8	7.1	1055	1.74	0.16	0.37	5.65	4.86	0.00	0.83	2.41	0.73	1.64
Point 33	13.053	12.982	18/11/05	31.6	7.2	2820	3.48	1.31	0.65	19.68	8.44	0.01	5.28	9.08	0.06	1.57
Salengel	13.926	12.153	14/11/05	31.1	7.3	2450	4.67	1.66	0.46	14.85	6.84	0.00	1.17	10.01	2.13	1.49
Salengel2	13.931	12.153	14/11/05	30.2	-	3720	6.44	2.22	0.59	25.22	2.92	0.01	1.45	18.71	0.20	1.60
Tchinguwa	13.261	12.312	10/09/06	31.1	7.7	1349	2.26	0.72	0.33	8.33	5.75	0.00	1.10	3.52	0.16	2.97
Zuwo Burari	12.782	12.597	17/11/05	32.9	6.4	3280	7.64	2.81	0.94	17.72	1.92	0.02	6.80	15.57		2.04

Annexe 2 : Physico-chimie et éléments majeurs des eaux de surface (lac Tchad et Komadougou Yobé)

	X Est	Y Nord	Date	Temp.	pH	CE	Ca	Mg	K	Na	HCO ₃	Br	Cl	SO ₄	NO ₃	Si
				(°C)		(µS/cm)					mmol.L ⁻¹					
Komadougou Yobé																
Bagara	12.592	13.289	26/11/03	23.4	7.0	118	0.24	0.12	0.14	0.31	1.14	-	0.05	0.00		0.22
Chefour	12.209	13.123	03/12/03	21.8	7.2	137	0.29	0.14	0.16	0.35	1.29	-	0.07	0.00	0.01	0.17
Gueskérou	12.844	13.478	26/11/03	23.4	7.0	113	0.24	0.12	0.14	0.30	1.12	-	0.04	0.00	0.00	0.22
Gueskerou 1	12.844	13.478	01/01/04	-	7.8	179	0.41	0.20	0.18	0.45	1.46	-	0.11	0.01	0.01	-
Gueskérou 2	12.844	13.478	31/01/04	-	8.1	206	0.39	0.18	0.18	0.42	1.60	-	0.08	0.00	0.01	-
Gueskérou 3	12.844	13.478	01/03/04	-	8.0	180	0.49	0.21	0.18	0.45	1.37	-	0.09	0.00	0.01	-
Gueskérou 4	12.844	13.478	01/04/04	-	7.9	187	0.56	0.26	0.22	0.53	2.05	-	0.12	0.01	0.01	-
Gueskérou 5	12.844	13.478	01/06/04	-	8.1	187	0.62	0.31	0.28	0.65	2.30	-	0.16	0.01	0.00	-
Gueskérou 6	12.844	13.478	01/09/04	-	8.2	300	0.44	0.45	0.77	1.54	2.80	-	0.50	0.01	0.00	-
Gueskérou 7	12.844	13.478	01/10/04	-	7.3	100	0.16	0.06	0.08	0.18	0.59	-	0.03	0.01	0.01	-
Lac de Toumour	13.126	13.672	28/11/03	25.5	7.4	303	0.64	0.25	0.34	0.94	2.62	-	0.15	0.17		0.38
Mamouri	13.348	13.716	10/12/03	19.2	7.3	123	0.24	0.12	0.15	0.33	1.20	-	0.05	0.00		0.22
Lac Tchad																
Lac Tchad N° 1	13.403	13.782	10/12/03	22.9	8.5	337	0.71	0.41	0.42	0.90	2.80	-	0.11	0.33	0.00	0.82
Lac Tchad N° 2	13.427	13.787	10/12/03	23.0	7.8	311	0.49	0.25	0.26	0.37	1.84	-	0.03	0.14	0.01	0.75
Lac Tchad N° 3	13.423	13.782	10/12/03	24.1	8.7	279	0.67	0.34	0.36	0.53	2.29	-	0.05	0.27	0.00	0.81
Lac J13	13.376	13.805	01/02/04	-	7.3	181	0.41	0.21	0.18	0.39	1.56	-	0.04	0.07	0.01	-
Lac J14	13.393	13.843	02/02/04	-	7.2	541	1.32	0.64	0.52	1.14	2.92	-	0.13	1.10	0.01	-
Lac J15	13.413	13.887	03/02/04	-	7.1	192	0.48	0.23	0.19	0.39	1.56	-	0.03	0.17	0.01	-
Lac J16	13.472	13.910	04/02/04	-	7.3	314	0.84	0.37	0.33	0.48	2.26	-	0.05	0.36	0.02	-
Lac J17	13.494	13.943	05/02/04	-	7.5	376	1.08	0.46	0.37	0.54	2.68	-	0.05	0.49	0.01	-
Lac J18	13.503	13.978	06/02/04	-	7.4	623	1.79	0.94	0.58	1.02	3.44	-	0.15	1.53	0.01	-
Lac J19	13.502	14.005	07/02/04	-	7.3	451	1.22	0.65	0.41	0.67	2.88	-	0.09	0.76	0.04	-
Lac J20	13.498	14.036	08/02/04	-	7.4	380	1.01	0.58	0.36	0.55	2.80	-	0.06	0.43	0.02	-
Lac J21	13.501	14.066	09/02/04	-	7.5	484	1.22	0.78	0.45	0.73	3.60	-	0.09	0.64	0.04	-
Lac J22	13.477	14.088	10/02/04	-	7.5	633	1.62	1.05	0.57	1.05	4.22	-	0.14	1.14	0.01	-
Lac J23	13.465	14.090	11/02/04	-	7.7	794	2.07	1.38	0.75	1.37	4.96	-	0.19	1.75	0.03	-
Lac Kawara J24	13.443	14.124	12/02/04	-	7.8	961	2.25	1.54	1.02	2.04	5.10	-	0.29	2.22	0.06	-

Annexes

Lac J25	13.213	14.129	13/02/04	-	7.6	526	1.33	0.74	0.57	0.99	3.24	-	0.12	0.96	0.04	-
Limite ouest eau J26	13.249	13.895	14/02/04	-	8.3	610	1.54	0.76	0.73	1.24	3.64	-	0.14	1.14	0.02	-
Limite ouest eau J27	13.271	13.852	15/02/04	-	7.9	531	1.39	0.73	0.60	0.95	3.82	-	0.12	0.72	0.02	-
Ari Amadari	13.380	13.746	10/12/03	24.4	6.9	169	0.30	0.16	0.31	0.41	1.52	-	0.08	0.03	0.01	0.43
Ari Amadari	13.380	13.746	20/12/03	-	-	-	0.39	0.18	0.35	0.45	2.08	-	0.09	0.04	0.01	-
Ari Amadari	13.380	13.746	17/01/04	-	-	-	0.47	0.22	0.29	0.51	2.10	-	0.10	0.03	0.01	-
Ari Amadari	13.380	13.746	24/01/04	-	-	-	0.63	0.25	0.37	0.60	2.64	-	0.11	0.05	0.01	-
Ari Amadari	13.380	13.746	31/01/04	-	-	-	0.63	0.25	0.37	0.59	2.62	-	0.11	0.05	0.01	-
Kiri Kiri			03/01/04	-	-	-	0.60	0.26	0.36	0.56	2.44	-	0.09	0.08	0.01	-
Kiri Kiri			11/01/04	-	-	-	0.61	0.26	0.36	0.57	2.51	-	0.09	0.08	0.01	-
Lac1			25/07/04	-	7.9	251	0.74	0.40	0.22	0.65	2.78	-	0.04	0.02	0.01	-
Lac2			25/07/04	-	7.7	278	0.81	0.45	0.29	0.76	3.21	-	0.04	0.03		-
Lac3			25/07/04	-	7.5	323	1.21	0.55	0.33	0.84	3.92	-	0.05	0.14		-
Lac4			25/07/04	-	8.2	505	2.06	1.03	0.60	1.30	5.76	-	0.14	0.59		-
Bol			30/05/04	-	7.9	199	0.42	0.29	0.19	0.47	1.80	-	0.01	0.00		-
Lac Tchad_Gadira	13.503	13.975	30/10/04	-	8.4	748	1.38	1.23	0.84	2.29	5.86	-	0.38	0.57		-
Lac Tchad_n°2	13.504	13.987	30/10/04	-	8.4	758	1.74	1.32	0.82	2.10	6.46	-	0.35	0.56		-
Lac Tchad_n°3	13.498	14.017	30/10/04	-	8.5	747	1.55	1.35	0.83	2.13	6.17	-	0.36	0.59		-
Lac Tchad_n°4	13.495	14.034	30/10/04	-	8.5	736	1.34	1.38	0.87	2.33	5.89	-	0.39	0.67		-
N'Goubouwah			12/02/05	-	8.5	443	0.89	0.65	0.41	1.57	4.60	-	0.05	0.07	0.00	-
Tchoukou Kanäi			12/02/05	-	8.5	435	0.86	0.63	0.45	1.50	4.52	-	0.08	0.08	0.00	-
Lac Baga	13.821	13.095	16/11/05	27.6	7.4	199	0.43	0.25	0.27	0.45	1.89	-	0.20	0.02		0.65

Annexe 3 : Concentrations des éléments en trace dans les eaux souterraines en $\mu\text{g.L}^{-1}$.

	Li	B	Al	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Mo	Ba	Pb	U
Plaine du Kadzell																
Kakaya Kiari	7.42	46.26	9.91	1.33	2.17	0.07	0.22	0.53	2.50	3.95	11.17	282.27	33.28	25.53	0.02	4.11
Karenebame	13.85	60.78	9.37	1.21	13.12	0.13	0.57	0.77	3.20	9.89	10.13	364.33	18.74	105.29	0.08	4.45
Kortinirga	2.73	55.56	9.97	0.52	198.23	0.21	0.48	0.41	1.92	4.34	6.80	197.54	3.82	180.73	0.03	0.33
Likitiré	2.85	26.79	12.42	0.54	178.51	0.08	0.99	0.49	18.26	9.09	5.42	309.85	8.33	301.32	0.23	1.28
Malam Boukardi	4.43	48.54	69.78	0.72	410.50	0.19	0.36	0.68	148.80	2.49	15.91	336.92	13.69	21.72	0.14	1.80
Malam Boukardi	4.01	45.92	63.09	0.05	99.35	<LoD	0.07	0.32	6.47	1.98	16.41	327.71	12.69	15.55	<LoD	4.40
Malam Boulamari	1.55	24.97	99.87	0.19	5.33	<LoD	0.06	0.21	2.71	1.66	6.66	136.01	1.93	91.30	0.00	1.22
Malam Boulamari	4.21	47.32	60.64	1.00	1554.10	1.16	1.34	1.30	76.49	2.02	21.90	301.62	3.29	14.17	<LoD	0.02
Ngel Tchaman	4.73	77.97	9.59	0.64	43.97	0.11	0.63	0.51	4.25	4.62	8.43	170.71	118.67	9.64	0.04	1.33
Njido Mari	6.67	133.93	10.51	1.94	501.80	0.21	1.19	0.48	4.02	15.68	10.94	523.37	21.60	62.33	0.13	1.13
Plaine de la Komadougou Yobé																
Assaga	1.55	16.27	53.56	0.39	383.78	0.77	0.63	0.65	4.02	0.64	4.72	79.86	3.59	183.98	<LoD	1.14
Bagara	2.50	9.03	11.70	0.19	208.56	0.12	0.55	0.25	7.26	2.57	3.62	134.21	0.40	350.11	0.16	0.09
Burari	3.39	14.87	8.29	0.22	44.44	0.12	0.59	0.22	4.98	2.16	7.81	186.08	1.76	86.96	0.04	0.80
Dagaya	3.11	12.97	65.30	0.03	40.93	<LoD	0.02	0.32	69.95	2.58	6.40	359.61	0.60	497.80	0.17	8.15
Dagaya	3.17	26.60	150.60	0.95	218.96	0.21	1.05	1.02	7.87	6.59	16.25	564.68	3.42	572.28	0.44	3.31
Dewa Karguéri	2.70	13.36	48.82	0.25	42.15	0.01	0.21	0.63	1.97	9.79	3.38	179.10	5.98	164.33	0.01	3.59
Gueskérou	2.31	7.04	41.66	0.06	640.92	0.02	0.31	0.60	3.95	2.37	2.47	168.01	0.30	108.12	0.03	0.01
Gueskérou Château	1.30	11.02	44.01	0.17	272.89	0.24	0.45	0.65	3.42	1.58	5.17	116.07	2.72	122.06	0.00	0.38
SEEN Diffa	2.25	18.70	9.52	0.32	368.36	0.09	0.44	0.48	7.81	3.95	6.86	209.06	4.86	273.98	0.10	0.57
Zarwaram	1.62	16.50	50.09	0.16	598.80	3.32	1.69	1.42	22.78	0.58	5.72	71.98	0.39	101.31	0.37	0.12
Zarwaram	1.60	9.24	44.16	0.22	954.98	1.18	0.63	1.10	1285.40	4.43	2.24	256.91	0.70	342.31	0.65	0.08
Bordure oust du lac Tchad																
Ari Koukouri	4.27	143.35	45.16	2.99	20.23	0.64	1.36	1.56	4.34	4.96	9.69	44.19	12.95	39.32	0.20	4.36
Asanti	33.39	119.53	12.64	0.04	21.99	0.19	5.74	11.62	52.14	51.02	27.24	1501.50	90.00	56.12	0.96	170.53
Baga hopital	7.47	156.84	488.49	0.82	44.57	0.37	4.04	6.88	2152.90	17.51	15.09	765.85	15.57	210.26	0.50	18.66

Annexes

Baroua	3.42	66.16	43.52	1.13	75.62	<LoD	0.39	0.51	5.24	41.82	5.09	696.31	44.47	144.55	<LoD	2.11
Baroua	6.90	96.76	47.05	2.44	85.80	<LoD	<LoD	1.06	2.04	67.28	5.32	409.02	77.19	52.61	<LoD	45.02
Blabrim	3.26	176.54	54.39	2.75	64.49	<LoD	<LoD	1.14	7.28	2.64	20.33	861.76	3.44	507.97	<LoD	0.47
Blabrim	2.75	221.22	64.46	0.35	44.03	<LoD	0.73	6.07	14.47	20.28	29.79	394.50	28.84	55.43	0.45	5.85
Bosso	3.22	88.97	38.65	1.97	84.98	<LoD	<LoD	0.81	4.15	18.12	4.20	171.22	8.86	58.65	<LoD	8.97
Dileram	3.09	454.64	32.71	4.92	20.41	<LoD	0.18	0.61	0.77	3.76	13.84	491.03	15.40	73.29	0.22	15.27
Gadira	4.27	116.20	25.75	1.98	10.90	<LoD	0.89	6.45	3.77	5.87	10.94	1497.50	49.49	66.89	<LoD	32.03
Gadira	2.45	102.29	76.30	1.37	12941.00	3.24	35.90	23.71	11.45	3.09	13.74	1136.10	8.26	40.05	<LoD	6.47
Kauwa	9.50	144.36	3.27	0.24	475.17	0.23	14.23	2.35	152.03	4.81	12.22	1868.65	78.66	27.26	0.73	26.52
Krisima Abukyari	6.68	72.17	6.74	0.88	26.45	0.08	1.74	1.22	5.93	95.83	6.69	182.92	40.66	53.03	0.12	12.56
Plaine du Bornou																
Bashar	18.05	76.03	17.97	3.36	110.94	0.31	4.39	1.29	7.92	16.24	3.90	520.10	191.88	84.05	0.51	179.48
Bunari	26.83	64.30	51.77	0.27	7.86	0.05	2.91	1.59	213.77	19.14	28.18	935.45	34.06	62.96	0.19	129.97
Furram	1.14	26.62	6.34	0.91	22.18	0.06	0.50	0.22	5.25	2.63	9.04	70.76	2.12	27.93	0.02	0.16
Gasrawa	14.79	22.69	20.47	8.84	13.24	0.03	5.54	1.67	89.63	4.63	16.16	1602.50	17.20	24.60	0.22	55.09
Gazabure	13.02	140.30	210.80	3.04	94.54	0.10	0.95	0.15	33.06	10.39	12.58	971.60	1.50	30.45	<LoD	11.18
Goni Gombo	1.09	29.29	63.89	4.36	98.61	0.09	0.59	0.09	3.21	6.30	17.68	422.80	4.85	48.39	<LoD	1.51
Hoyo	0.88	8.74	15.27	2.33	47.07	0.19	0.95	0.49	6.75	1.84	8.64	282.90	0.55	121.21	0.06	0.48
Kareram Bultuwamari	1.39	10.41	13.91	2.12	23.56	0.13	0.68	0.77	17.48	4.02	8.17	78.08	0.90	40.74	0.04	0.17
Kawuliri	13.23	80.88	75.75	3.17	279.51	0.47	4.89	1.65	8.75	44.80	12.83	775.94	63.15	198.92	0.43	37.70
Kuda Lawanti	4.93	77.73	237.07	2.57	393.99	0.33	7.25	2.01	1033.70	4.64	37.63	2799.80	3.04	80.79	0.33	40.99
Kurari	2.23	27.46	142.40	2.52	315.20	0.34	0.63	0.08	14.35	6.62	23.44	493.10	4.12	63.72	<LoD	3.02
Limanti Goni Ngomari	2.47	10.60	5.34	6.10	5.40	0.08	0.85	0.67	6.76	1.88	8.26	526.32	0.60	153.06	0.05	10.21
Marte	4.07	36.05	1.88	3.54	0.09	0.03	1.06	0.81	5.48	6.72	5.23	143.09	2.52	140.37	0.11	14.29
Point 26	2.00	24.41	52.55	1.56	143.59	0.13	2.67	0.77	241.06	4.56	15.22	454.78	1.40	76.19	0.14	12.09
Point 33	16.03	47.90	10.67	4.53	457.11	0.48	4.03	0.94	7.29	3.81	18.72	1054.70	22.84	34.32	0.36	55.41
Salengel	8.67	16.15	2.17	7.00	65.79	0.15	3.78	0.83	5.99	6.09	18.60	1479.20	1.22	53.56	0.10	40.57
Salengel 2	13.02	14.57	7.48	2.78	49.52	0.28	4.13	1.34	12.16	4.07	18.02	2131.60	5.13	28.69	0.15	82.55
Tchingowa	1.80	26.37	129.30	2.26	12.75	0.15	1.30	0.88	18.08	7.28	20.86	601.20	4.52	37.27	<LoD	8.75
Zuwo Burari	8.70	73.34	3.36	0.07	424.59	0.60	5.20	1.23	6.58	7.00	42.14	1559.70	21.02	39.16	0.17	0.26

Annexe 4 : Concentrations des éléments en trace dans les eaux de surface en $\mu\text{g.L}^{-1}$.

	Li	B	Al	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Mo	Ba	Pb	U
Komadougou Yobéc																
Bagara	0.62	6.16	4.89	0.16	4.70	0.08	0.96	0.56	3.92	0.37	3.17	109.82	0.69	98.43	0.02	0.07
Chefour	0.48	5.95	13.53	0.16	3.92	0.08	0.79	0.88	1.93	0.40	3.62	113.85	0.65	98.70	0.02	0.53
Gueskérou	0.57	6.09	6.18	0.13	2.21	0.06	0.70	0.50	3.19	0.35	2.97	104.22	0.63	96.91	0.01	0.05
L. Toumour	2.15	26.66	11.59	0.35	34.81	0.23	1.61	0.85	6.59	1.63	2.64	240.12	0.47	152.86	0.04	0.23
Mamouri	0.58	6.13	14.71	0.19	2.95	0.06	0.55	0.64	3.01	0.32	2.73	105.23	0.72	92.68	0.02	0.11
Lac Tchad																
L. Tchad-1	1.14	29.14	14.98	0.30	4.96	0.39	2.59	1.15	4.55	1.62	5.42	220.90	1.38	103.98	0.04	0.38
L. Tchad-2	1.27	17.12	16.77	0.39	122.22	0.27	2.63	0.80	6.67	0.86	5.14	148.54	0.53	65.86	0.06	0.05
L. Tchad-3	1.33	22.14	14.41	0.31	20.47	0.33	2.79	1.19	5.98	1.12	5.60	195.06	0.88	87.51	0.04	0.12
Ari Amadari	0.96	13.73	7.54	0.29	34.71	0.41	1.03	0.34	9.79	0.54	2.45	94.99	0.08	43.12	0.05	0.04
L. Tchad-4	0.65	21.84	4.25	0.33	520.49	0.36	3.71	1.14	2.58	1.76	3.45	248.53	1.50	65.17	0.01	0.15
L. Tchad-5	0.69	34.08	32.11	0.25	212.33	0.28	3.86	0.87	4.80	2.23	2.80	333.41	1.72	94.57	0.02	0.26
L. Tchad-6	1.74	48.15	36.28	0.33	511.48	1.31	7.09	2.99	11.15	2.81	4.32	403.45	3.56	66.86	0.06	0.83
L. Tchad-7	1.22	28.95	34.84	0.26	94.62	0.60	4.72	1.56	4.44	1.97	2.94	208.73	1.56	96.62	0.02	0.45
Bol	0.65	5.33	37.73	0.10	0.39	0.12	0.95	0.22	2.96	0.61	10.23	133.42	0.19	78.24	0.02	0.22
L. Tchad-8	0.96	15.64	27.79	0.28	0.69	0.15	1.38	0.72	2.70	1.08	3.78	224.40	0.21	103.36	0.06	0.21
L. Tchad-9	0.85	24.66	17.68	0.19	1.37	0.24	1.84	0.40	2.17	2.04	4.10	249.03	0.43	69.57	0.02	0.29
L. Tchad-10	0.61	53.76	31.30	0.28	390.71	0.85	3.81	1.58	1.67	3.30	4.27	233.60	1.21	135.83	0.01	0.69
L. Tchad-11	0.49	78.17	15.27	0.62	791.58	0.10	2.91	0.91	1.49	3.91	4.62	454.77	1.97	52.37	<LoD	0.51
L. Tchad-12	0.69	140.08	101.99	0.50	46.88	0.47	6.18	4.58	5.64	5.95	5.38	425.09	3.50	135.38	0.15	1.54
L. Tchad-13	0.48	132.76	68.98	0.23	19.20	0.23	4.79	1.84	4.61	5.05	5.24	488.30	2.53	98.48	<LoD	0.77
L. Tchad-14	0.48	156.18	68.76	0.72	13.29	0.07	4.38	1.29	1.90	5.02	5.37	520.98	2.12	97.62	<LoD	0.66
L. Tchad-15	0.60	166.91	83.64	0.53	13.88	0.09	7.72	3.95	6.04	5.04	5.87	485.49	1.88	94.95	0.04	0.62

Annexe 5 : Concentrations des chlorures et des bromures dans les pluies (Diffa 2004 et Maiduguri 2004).

Diffa 2004

Date	hauteur	Br ⁻	Cl ⁻
	<i>h</i>	$\mu\text{g.L}^{-1}$	mg.L^{-1}
22/07/2004	15.40	1.4	0.32
07/08/2004	28.00	2.5	0.41
20/08/2004	17.20	2.4	0.44
22/08/2004	11.80	2.1	0.54
16/07/2004	19.20	1.9	0.54
13/08/2004	25.50	2.9	0.65
17/08/2004	46.50	1.9	0.66
10/09/2004	12.30	0.0	0.74
08/07/2004	14.60	6.2	0.98
23/08/2004	5.70	4.7	1.04
29/07/2004	9.50	5.6	1.05
03/08/2004	16.70	5.0	1.39
23/06/2004	16.40	2.1	1.65
20/08/2004	132.70	3.2	2.29
22/08/2004	15.30	4.6	4.77
03/08/2004	78.80	10.3	7.44
24/08/2004	7.00	11.4	10.39
10/09/2004	17.30	13.4	11.00
12/09/2004	6.20	15.6	12.26

Maiduguri 2004

Date	hauteur	Br ⁻	Cl ⁻
	<i>h</i>	$\mu\text{g.L}^{-1}$	mg.L^{-1}
16/08/2004	7.20	2.0	0.33
23/08/2004	40.00	4.2	0.41
18/07/2004	48.20	1.8	0.41
20/08/2004	18.00	4.4	0.45
28/07/2004	12.10	3.8	0.50
04/07/2004	13.40	5.3	0.58
12/08/2004	27.00	22.3	0.61
04/06/2004	32.00	3.8	0.62
08/08/2004	9.80	5.8	0.77
29/08/2004	6.00	2.6	0.79
03/07/2004	7.20	3.0	0.79
03/06/2004	7.30	9.4	0.79
07/06/2004	19.00	2.1	0.91
25/07/2004	9.70	4.1	0.98
24/06/2004	5.20	2.5	1.36

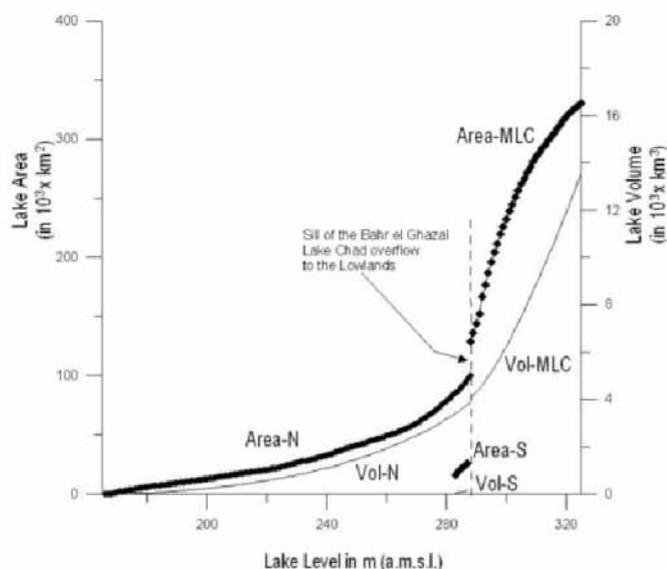
Annexe 6 : Analyses isotopiques des eaux souterraines de la nappe libre ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^2\text{H}$)

	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^2\text{H}$	<i>excès en deutérium</i>
	(‰ Vs VSMOW)		<i>d</i>
Le Bornou			
Burari	-3.06	-24.3	0.14
Point 28	-3.65	-26.2	2.99
Kareto	-4.09	-29.9	2.85
Danumuri	-3.41	-26.1	1.2
Kareram Bultuwamari	-5.55	-37.7	6.7
Furram	-5.92	-42.9	4.48
Limanti Goni Ngomari	-4.82	-32.1	6.47
Hoyo	-4.47	-31.2	4.53
Goni Gombo	-5.48		
Dabira	-5.22		
Tchinguwa	-5.38		
Zuwo Burari	-5.96	-46	1.66
Point 26	-5.17	-37.9	3.48
Point 33	-4.43	-35.2	0.25
Gazabure	-4.66		
Salengel2	-3.22	-24.8	0.97
Salengel	-3.35	-25.8	0.97
Kuda Lawanti	-4.78	-37.3	0.91
Gasrawa	-4.55	-32.8	3.6
Bunari	-3.8	-26.9	3.54
Bashar	-2.35	-20.1	-1.3
Kawuliri	2.2	5.7	-11.92
Baga hopital	0.84	2.1	-4.62
Kauwa	-0.79	-14.9	-8.6
Krisima Abukyari	-4.54	-34.1	2.21
Asanti	-1.41	-14.7	-3.41
Marte	-1.41	-12	-0.72
Le Kadzell			
Malam Boulamari	-4.55		
Malam Boukardi	-4.84		
Likitiré	-2.79		
Kosseiri	-2.39		
Gueskérou 1	-2.2		
Gueskérou 2	-2.1		
Gueskérou 3	-2		
Gueskérou 4	-2.25		
Zarwaram	-2.44		

Chétimari	-3.69		
Saléri	-2.62		
Saléri	-2.74		
Dagaya	-2.25		
Bagara	-2.38		
Baroua	6.56		
Bosso	-0.62		
Dileram	8.69		
Blabrim	10.38		
Gadira	3.2		

Annexe 7 : Essai de modélisation des niveaux du lac depuis le dernier état Mégalac Tchad

Pour établir des relations mathématiques entre les variations des cotes du lac, de sa superficie et de son volume, nous nous sommes basés sur les résultats présentés dans les travaux de Leblanc et al. (2006a). Nous avons adopté la même nomenclature que celle de Leblanc et al. (2006a). Trois entités hydrologiques sont à considérer : le lac sud (Area-S), correspondant au lac actuel, le lac nord (Area-N), correspondant à la dépression des Pays-bas Tchadiens, et le Mégalac (MLC)



Relations hauteur-Volume-Surface du Lac sud, Lac nord et du Mégalac (Leblanc et al., 2006a)

Démarche

Estimation des paramètres climatiques et hydrologique

✓ Précipitations

Au vu des données paléoclimatiques dont nous disposons, nous pouvons estimer une pluviosité au moins égale à **400 mm/an** au lac nord et **900 mm/an** au lac sud.

✓ Évaporation

Selon la formule de Penman, une température plus basse de 2 à 4°C correspond à une diminution de l'évaporation de 100 à 200 mm/an (en maintenant la même énergie radiative et la même vitesse du vent). Par ailleurs, si nous supposons qu'en présence d'une couverture végétale plus dense aux aires environnantes, l'humidité relative de l'air serait plus élevée et la demande évaporatoire de l'air moins conséquente, la baisse de l'évaporation serait alors plus prononcées et pourrait atteindre 150 mm d'eau évaporée pour une augmentation de 10% de l'humidité relative (selon la formule de Penman). Nous pouvons donc abaisser les valeurs actuelles de l'évaporation d'eau moins **250 mm/an** (unaniment sur le site pour simplifier). En se basant sur le modèle climatique de Servant-Vildary (1983) nous calculons un rapport P/E en supposant que les ruptures climatiques

affectent tout le bassin au même temps. Plusieurs combinaisons de valeurs de P et de E nous permettent d'avoir le même rapport! Nous avons choisi les valeurs qui correspondent au mieux aux différentes descriptions des phases climatiques.

✓ *Débits des fleuves et coefficients de ruissellement*

Les travaux de Gac (1979) et de Durand (1995) montrent une réelle disproportion entre les volumes de pluies reçues par le bassin dans son entier et les volumes d'apports fluviaux que reçoit le lac, aussi bien en période humide qu'en période aride (Durand, 1995). Une augmentation de 10% du volume des pluies entraînerait 40,4% d'apports fluviaux en plus au lac. De faibles variations dans les apports pluviométriques ont donc des conséquences amplifiées sur les variations des écoulements. Cette constatation rend très difficile l'estimation d'un coefficient d'écoulement raisonnable. En effet, le coefficient de ruissellement du bassin du Chari varie entre 9,1% pour une année humide, 7,1% pour une année moyenne et 4% pour une année aride. Pour ces simulations simplifiées, nous considérons un coefficient de 10%.

Calcul des cotes

✓ Le lac sud

Nous partons d'un lac à une cote moyenne égale à 282m. Cet état hydrologique initial correspond à une superficie $S_0 = 2,11 \cdot 10^{10} \text{ m}^2$ et un volume initial $V_0 = 7,40 \cdot 10^{10} \text{ m}^3$. Nous avons maintenu stables : le débit du Chari à $2000 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ (ce débit correspond en réalité à tous les apports fluviaux en direction du lac sud), l'évaporation à 1,8 m/an et la pluviosité à 0,9 m/an. Le seuil du Bahr El Ghazal est supposé à la cote 287 m (Leblanc et al., 2006a).

A chaque instant t, pour une cote inférieure au seuil défini pour le passage des eaux au Bahr El Ghazal, le volume du lac est égal à $V_i = V_{i-1} + Q_{\text{Chari}} \cdot \Delta t + (P - E) \cdot S_i \cdot \Delta t$, avec $\Delta t = t - (t-1)$. Dans le cas où la cote du lac dépasse les 287 m, le volume des eaux se libérant du lac est égal à $\text{Sortie} = Q_{\text{Chari}} \cdot \Delta t + (P - E) \cdot S_{(285)} \cdot \Delta t = V_s$ ce qui nous mène à déduire l'équation suivante du volume du lac : $V_i = V_{i-1} + (P - E) \cdot S_i \cdot \Delta t + Q_{\text{Chari}} \cdot \Delta t - V_s$. V_i est égal à V_{i-1} sauf dans le cas où les paramètres Q Chari, P ou E changent, dans ce cas, il y aura une diminution de volume et retour à l'équation précédente. $S_{(287)}$ correspond à la surface du lac à la cote 287m.

La simulation des hauteurs d'eau dans le lac passe par les étapes suivantes :

Etape 1 : Calcul du volume du lac V1 après apports fluviaux (et déduction du volume sortant dans le cas où $h_{i-1} > 287 \text{ m}$)

Etape 2 : Calcul d'une hauteur h1

Etape 3 : Calcul d'une surface S1 "avant évaporation"

Etape 4 : déduction d'un volume V2 après apports pluviaux et évaporation

Etape 5 : Calcul de h final.

Les étapes de calculs présentés ci-dessus sont les mêmes pour les trois entités hydrologiques.

✓ Le lac nord

L'alimentation en eau des dépressions septentrionales s'arrête quand les eaux ne débordent plus du lac sud et ne s'écoulent plus à travers le Bahr El Ghazal. La quantité d'eau parvenant au lac nord est égale à $Q_{Chari} \cdot \Delta t + (P - E) \cdot S_{(285)} \cdot \Delta t - \text{Pertes dans Bahr El Ghazal}$. Les pertes dans le Bahr El Ghazal correspondent à l'évaporation diminuée de la pluviosité. Ainsi, à chaque instant t , le volume d'eau dans la dépression du nord est égal à : $VN_i = VN_{i-1} + Q_{Chari} \cdot \Delta t + (P - E) \cdot S_{(285)} \cdot \Delta t + (P - E) \cdot S_{Ghazal} \cdot \Delta t + (P - E) \cdot SN_i \cdot \Delta t$ Pour que les eaux parviennent à atteindre la dépression des pays-bas tchadiens, il faut que le volume d'eau transitant dépassent les volumes évaporés et infiltrés dans le Bahr El Ghazal.

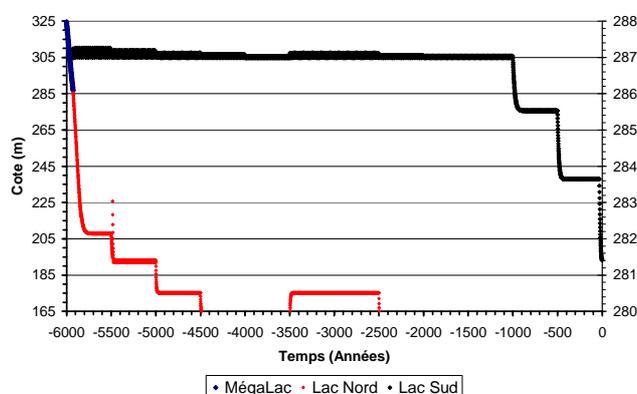
✓ Le Mega Tchad

La simulation des hauteurs d'eau du MegaTchad débute quand les eaux de la dépression du nord atteignent la cote 287m. Dans ce cas, les deux dépressions se relient par le Bahr El Ghazal et forment une grande étendue unique d'eau.

Résultats

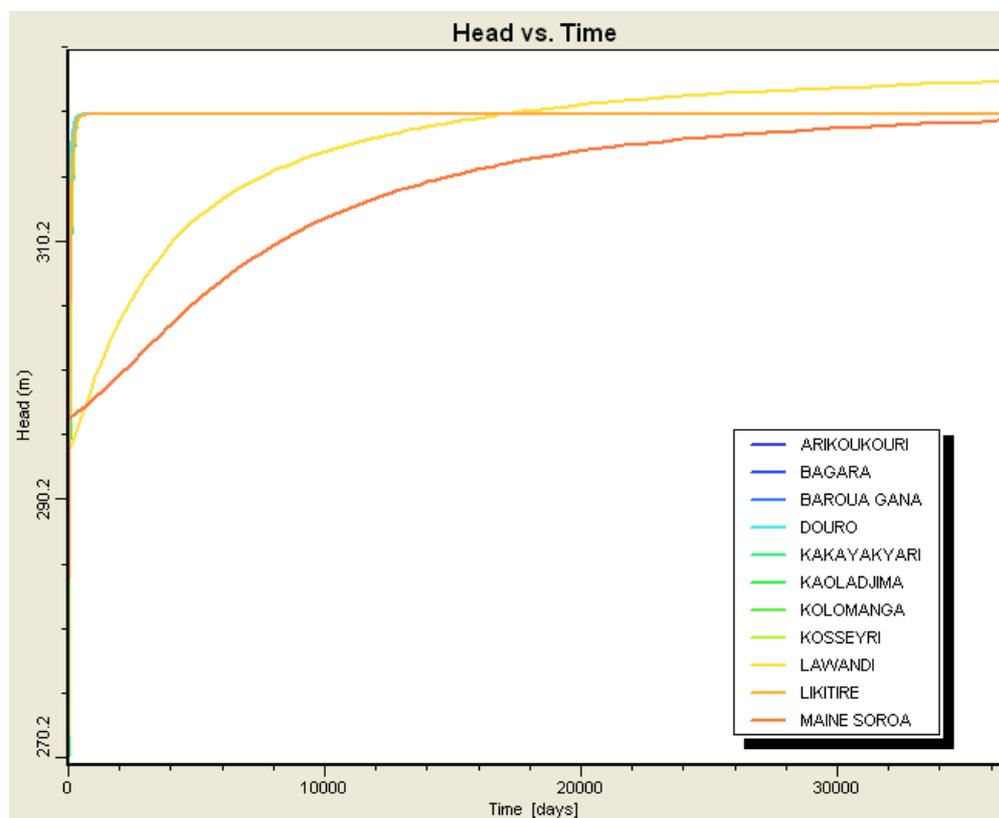
Le niveau d'eau dans le Mégalac décroît jusqu'à la cote 287 m en 97 ans malgré le maintien de conditions humides tous les premiers 500 ans. Ainsi, se distingue deux grands lacs. Le lac sud continue à alimenter la dépression du nord qui voit son niveau décroître considérable les 100 ans qui suivent la disparition du Mégalac, puis se stabiliser autour de 218 m jusqu'à l'achèvement des premiers 500 ans les plus humides.

Ainsi, la dégradation des conditions climatiques se répercute indirectement, mais bien conformément, sur le niveau d'eau dans le lac du nord, tout en demeurant suffisamment propices pour le maintien d'un niveau supérieur à 287m dans le lac sud jusqu'à -1000 ans. Le retour à un climat relativement plus humide entre 3500 et 2500 ans B.P. a induit la remontée des niveaux d'eau dans la dépression nord mais n'a aucunement permis le retour à un Mega Tchad.



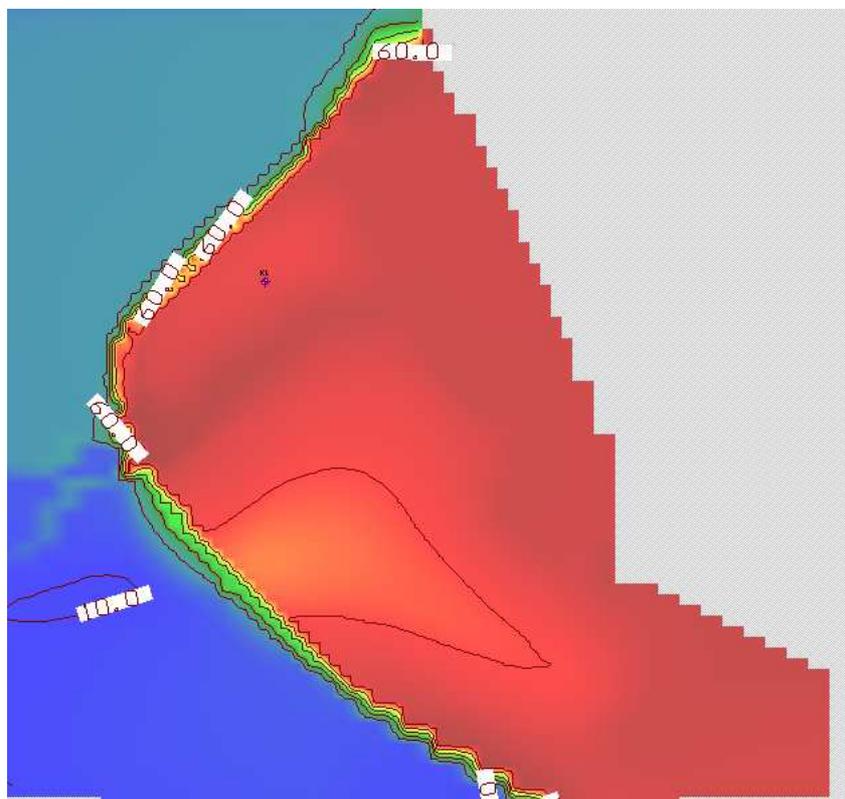
Evolution des cotes du Mégalac, du lac Nord (axe des ordonnées 1) et du lac Sud (axe des ordonnées 2)

Annexe 8: Evolution des niveaux piézométriques dans des puits d'observation après la mise en place du Mégalac Tchad.



Ce modèle est volontairement schématique, nous considérons que la piézométrie initiale correspond à un état très proche de l'actuel avec deux dépressions piézométriques marquées au Kadzell et au Bornou.

Annexe 9: Teneurs en chlorures des eaux souterraines après mise en place du Mégalac Tchad durant 2 000 ans (modèle simplifié)



La concentration initiale des chlorures sous le lac : $C_{0\text{nappe}} = 70 \text{ mg.L}^{-1}$

La concentration des eaux du lac (point source) : $C_{0\text{Lac}} = 10 \text{ mg.L}^{-1}$

Résumé

La zone d'étude correspond à la nappe libre de l'aquifère quaternaire du BLT au sud-est du Niger (le Kadzell) et au nord-est du Nigeria (Etat du Bornou) où se démarquent deux dépressions piézométriques majeures. L'objectif de ce travail est de contribuer, par une double approche géochimique (ions majeurs et traces, ^{18}O , ^2H) et hydrodynamique, à l'identification des processus d'acquisition de la minéralisation dans les deux dépressions, en réponse à l'hydrodynamique actuelle et aux pulsations humides/arides qui se sont succédées au BLT depuis l'Holocène moyen. La recharge actuelle est marquée par une forte variabilité spatio-temporelle. Elle est active et discontinue en bordures de la Komadougou Yobé (rivière intermittente) et du lac Tchad. L'étude de l'évolution des éléments majeurs et traces en fonction des teneurs en ^{18}O suivant les directions des flux hydrodynamiques a permis de déceler un processus de mélange entre des eaux «évaporées» à faibles teneurs en chlorures à proximité des zones de recharge actuelle et une eau chlorurée à faibles teneurs isotopiques au centre de chaque dépression piézométrique. A ce processus de mélange, s'ajoutent l'altération des aluminosilicates et un échange de base avec la matrice argileuse de l'aquifère. L'eau aux centres des dépressions, isotopiquement appauvrie et riche en chlorure, est l'empreinte d'une paléo-recharge massive remontant au moins au dernier maximum humide holocène et ayant entraîné et piégé les sels accumulés pendant les phases arides antérieures. Un Mégalac Tchad, dont la présence est avérée par de nombreuses études est le vecteur le plus probable de transfert de ces sels au sein de l'aquifère. La modélisation hydrodynamique a été calée et validée à partir des mesures piézométriques disponibles depuis 1960. Le modèle montre la nécessité d'une évapotranspiration dominante au centre des dépressions piézométriques et de faibles perméabilités pour reproduire la nappe en creux. Il confirme les résultats isotopiques avec une recharge uniquement latérale avec des apports réduits depuis la rivière et le lac Tchad. Le régime transitoire depuis l'Holocène moyen (6300 ans B.P.) montre l'évolution de la nappe libre après la disparition du Mégalac comme il apporte des premières caractéristiques au mélange.

Mots Clés : Bassin du lac Tchad, dépressions piézométriques, recharge, paléo-recharge, traceurs environnementaux, Mégalac Tchad, modélisation hydrodynamique.

Abstract

Our study focuses on the Quaternary phreatic aquifer of the Lake Chad Basin (BLT). It lies in the South-East Niger (the Kadzell) and North-East Nigeria (the Bornu) where two major piezometric depressions are observed. The objective of this thesis is to contribute through a dual approach, geochemical (major and trace elements, ^{18}O , ^2H) and hydrodynamic to identify the mineralization processes in the two depressions, in response to the current hydrodynamics and the wet/dry pulsations that succeeded in BLT since the Mid-Holocene. The current recharge is marked by a high spatial and temporal variability. It is active and discontinuous in the borders of the Komadugu Yobe (intermittent river) and the Lake Chad. The evolution of major and trace elements vs. ^{18}O values alongside the flow lines displays a mixing process between an "evaporated" and chloride-depleted water near the current recharge areas and an enriched-chloride and ^{18}O -depleted water in the centre of each piezometric depression. Aluminosilicate alteration and base exchanges with the clayey matrix of the aquifer have been also identified. Water in the depressions centre, rich in chloride and ^{18}O -depleted, is the issue of an important paleo-recharge having carried and trapped salts accumulated during earlier arid phases. A Megalake Chad is the most likely vector for this salt transfer in the aquifer. Hydrodynamic modelling has been validated from piezometric measurements recorded since 1960. The model shows the need for low permeabilities and a dominant evapotranspiration flow in the depressions centres to reproduce piezometric levels. It confirms the isotopic results with only lateral recharge and reduced inputs from the river and Lake Chad. The transient simulation since the Mid-Holocene (6 300 years B.P.) shows the evolution of the water table after the Megalake shrinkage, as it provides first characteristics to the mixing process.

Keywords : Lake Chad Basin, piezometric depressions, recharge, paleo-recharge, environmental tracers, Megalake Chad, hydrodynamic modelling