

Université de Montpellier II,  
Université d'Avignon et des pays du Vaucluse

**Modélisation hydrodynamique  
de la nappe phréatique quaternaire  
du bassin du lac Tchad**



Par Sylvain Massuel

DEA (DIPLOME D'ETUDES APPROFONDIES)  
*SCIENCES DE L'EAU DANS L'ENVIRONNEMENT CONTINENTAL*

Soutenu le 3 juillet 2001 devant la commission d'examen

Co-directeurs de mémoire : LEDUC Christian et TRAVI Yves

## **Résumé**

Au sein des grands aquifères continentaux, le long de la zone sahélienne, on rencontre fréquemment des structures hydrogéologiques singulières : les nappes en « creux », qui sont des dépressions piézométriques naturelles fermées. Certaines sont notamment observables dans le bassin sédimentaire du lac Tchad, l'un des plus grands d'Afrique.

C'est le cas dans la région du Chari Baguirmi, au Tchad, où la nappe phréatique du quaternaire ancien présente une dépression piézométrique centrée sur la province du Kouka.

Cette zone se caractérise par la variabilité extrême des facteurs environnementaux ce qui complique la connaissance des mécanismes. Nous avons néanmoins tenté une modélisation afin de représenter un fonctionnement global du système. Dans ces conditions, l'entreprise d'une modélisation hydrodynamique devient hasardeuse. Tous les paramètres du calage (*e.g.* perméabilité, recharge) deviennent importants et sont en mesure de se compenser tout en restant dans une gamme de valeurs acceptables, comparables aux données de terrain. La modélisation réalisée dans ce mémoire démontre que, dans l'état actuel de nos connaissances, plusieurs combinaisons de valeurs peuvent simuler une même piézométrie dans des conditions différentes. S'appuyer sur des données précises est la condition indispensable à l'obtention d'un calage convergeant vers une solution unique. Aucune modélisation ne pourra être envisagée sans de nouvelles campagnes d'études (radioisotopes) précisant par exemple la nature et la contribution des zones de recharge.

### **Mots clés :**

Hydrogéologie ; dépression piézométrique ; modélisation ; Chari-Baguirmi ; bassin du lac Tchad ; recharge ;

## **Avant propos**

Je réserverai cet espace pour témoigner tout d'abord de ma sympathie envers mon équipe d'accueil qui a su de nouveau me supporter pendant ce stage, même si je pense avoir été plutôt discret.

Je souhaiterais remercier toutes les personnes qui, de près ou de loin, ont participé à me faciliter la réalisation de ce mémoire. Je pense tout particulièrement à Marc Leblanc, qui effectue actuellement une thèse au Pays de Galle et qui m'a bien volontiers offert de son temps pour me fournir les documents que je convoitais. Qu'il trouve en ces mots l'expression de ma reconnaissance. Je n'oublierai pas non plus Gaëlle Gauthier qui a su patiemment accepter le partage de ses ouvrages bibliographiques.

Enfin, j'aimerais remercier Michel Desbordes et Yves Travi, l'un pour m'avoir autorisé à suivre les enseignements dispensés dans le D.E.A. dont il assure la direction, et l'autre pour m'avoir accordé un peu de son temps et de sa confiance.

Ces derniers mots seront pour témoigner de ma gratitude envers Christian Leduc, mon maître de stage, pour tout ce que j'ai appris en travaillant avec lui et pour la confiance qu'il me porte depuis déjà deux ans. J'espère en être digne et qu'un jour, notre collaboration dépasse le cadre d'un simple stage.

## **Sommaire**

<b>Résumé</b>	<b>2</b>
<b>Avant propos</b>	<b>3</b>
<b>Sommaire</b>	<b>4</b>
<b>Liste des figures</b>	<b>6</b>
<b>Liste des tableaux</b>	<b>8</b>
<b>Liste des photographies</b>	<b>8</b>
<b>I. Introduction</b>	<b>9</b>
<b>II. Contexte général</b>	<b>10</b>
<b>II.1. La zone sahélienne</b>	<b>10</b>
<b>II.2. Présentation de la zone</b>	<b>11</b>
II.2.1. Contexte géographique	11
II.2.2. Réseau hydrographique	12
II.2.3. Contexte climatique	15
II.2.3.1. Précipitations	15
II.2.3.2. Température de l'air	17
II.2.3.3. Humidité et évaporation	18
II.2.4. Sols et végétation	19
II.2.5. Population	19
<b>II.3. Les nappes en « creux »</b>	<b>22</b>
<b>II.4. Rappel des travaux antérieurs</b>	<b>24</b>
<b>II.5. Géologie et hydrogéologie générales</b>	<b>25</b>
II.5.1. Contexte géologique	25
II.5.2. Le Précambrien	25
II.5.3. Le Crétacé	26
II.5.4. Le Tertiaire	26
II.5.4.1. Le Continental Terminal (CT)	26
II.5.4.2. Le Pliocène inférieur	26
II.5.4.3. Le Pliocène moyen	26
II.5.4.4. Le Pliocène supérieur	27
II.5.5. Le Quaternaire	27
II.5.5.1. Le Pléistocène Inférieur	27
II.5.5.2. Pléistocène moyen et supérieur, Holocène	28
<b>III. L'aquifère phréatique quaternaire</b>	<b>29</b>
<b>III.1. Données disponibles</b>	<b>29</b>
III.1.1. Bilan des données disponibles	29
III.1.1.1. Projets CBLT/PNUD/UNESCO et CBLT/PNUD/FAO	29
III.1.1.2. Mémoire Schneider et Wolff (1992)	29
III.1.1.3. 7 <sup>e</sup> FED	30
III.1.1.4. Rapport Hydroexpert	31
III.1.2. Analyse critique des données	31
<b>III.2. Cartographie du mur des sables du Pléistocène Inférieur</b>	<b>34</b>
<b>III.3. Cartographie du toit de l'aquifère quaternaire</b>	<b>35</b>
<b>III.4. Carte piézométrique de l'aquifère quaternaire</b>	<b>37</b>
III.4.1. Stabilité de la nappe	37
III.4.2. Sélection des points d'observation pour la carte de référence	42
<b>III.5. Caractéristiques hydrodynamiques</b>	<b>44</b>

III.5.1. Quelques valeurs publiées	44
III.5.2. Répartition des débits spécifiques	45
III.5.3. Débits spécifiques et transmissivité	47
III.5.4. Perméabilité	49
III.5.6. Emmagasinement	49
III.5.7. En conclusion	50
<b>III.6. Bilan hydrique</b>	<b>51</b>
III.6.1. Entrées du système	51
III.6.1.1. Relation entre la nappe et le Chari	51
III.6.1.2. Relation entre la nappe et le lac Tchad	52
III.6.1.3. Cours d'eau temporaires : le Bahr Erguig et le Batha de Laï ri	53
III.6.1.4. L'infiltration	53
III.6.1.5. L'irrigation	55
III.6.2. Sorties du système	56
III.6.2.1. Estimation de l'évaporation	56
III.6.2.2. Prélèvements anthropiques (domestiques et pastoraux)	57
III.6.2.3. Conclusion	58
<b>IV. Modélisation hydrodynamique</b>	<b>59</b>
<b>IV.1. Le modèle</b>	<b>59</b>
IV.1.1. Objectifs	59
IV.2.2. Outils	59
IV.2.3. Limites	59
<b>IV.2. Conditions aux limites du modèle</b>	<b>60</b>
IV.2.1. Maillage	60
IV.2.2. Limites géologiques	60
IV.2.3. Le mur	60
IV.2.4. Le toit	60
IV.2.5. Conditions de flux	61
IV.2.6. Conditions de flux internes	61
IV.2.7. Conditions de potentiel	62
IV.2.7.1. Le Chari	62
IV.2.7.2. Le lac Tchad	64
IV.2.8. Contraintes initiales	66
IV.2.8.1. Emmagasinement	66
IV.2.8.2. Perméabilité	66
IV.2.8.3. Recharge	67
<b>IV.3. Résultats de la modélisation</b>	<b>67</b>
IV.3.1. Calage des perméabilités	67
IV.3.2. Calage de la recharge	68
IV.3.3. Calage de la piézométrie	68
IV.3.4. Fonctionnement du système	70
IV.3.5. Sensibilité du modèle	71
IV.3.5.1. Sensibilité à la recharge	71
IV.3.5.2. Sensibilité des perméabilités	73
IV.3.5.3. Sensibilité de la profondeur du mur au centre de la dépression	73
IV.3.5.4. Sensibilité comparée de la profondeur du mur	75
IV.3.5.5. Conclusion sur la sensibilité du modèle	75
IV.3.6. Autre modèle	75
<b>IV. Conclusion</b>	<b>78</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>80</b>

## Liste des figures

Figure 1 : schéma des principaux flux de masses d'air en Afrique de l'ouest et coupe nord sud de la troposphère avec la localisation des zones pluvieuses au sol.....	11
Figure 2 : photographie satellite NOAA (canal AVHRR) et les limites du bassin du lac Tchad (USGS EROS Data Center).....	11
Figure 3 : schéma de la zone d'étude.....	12
Figure 4 : carte du réseau hydrographique de la partie sud du Tchad.....	14
Figure 5 : schéma des bassins du lac en période de petit Tchad (Olivry et al. 1996).....	14
Figure 6 : précipitations moyennes annuelles au Tchad (période 1951-1989) (Y.L'Hôte et G.Mahé 1996).....	16
Figure 7 : répartition des zones climatiques au Tchad.....	16
Figure 8 : illustration du déplacement des isohyètes vers le sud depuis 1968 (d'après Morel 1992).....	17
Figure 9 : carte des formations florales du Chari Baguirmi et de leur substrat.....	21
Figure 10 : principales dépressions piézométriques au Sahel (d'après Aranyosy et Ndiaye 1993).....	22
Figure 11 : schéma du contact entre le socle et la couverture sédimentaire.....	25
Figure 12 : exemple de sédimentation fluviale pour le Chari.....	28
Figure 13 : exemple d'une lithologie générale typique des formations du bassin du Chari Baguirmi et localisation de l'aquifère quaternaire ancien.....	28
Figure 14 : synthèse hydrogéologique du Bassin du lac Tchad. (PNUD/UNESCO, 1966-1968), actualisation et synthèse des données du BRGM.....	30
Figure 15 : répartition des points de mesures disponibles pour l'année 1964.....	32
Figure 16 : répartition des points de mesures disponibles pour les années 1986-87.....	33
Figure 17 : répartition des points de mesures effectuées lors du 7 <sup>e</sup> FED.....	33
Figure 18 : carte 2D, interpolée par krigeage, du mur des sables du Pléistocène Inférieur et situation des points d'observation.....	34
Figure 19 : carte 3D, interpolée par krigeage, du mur des sables du Pléistocène Inférieur.....	35
Figure 20 : carte topographique issue d'une interpolation par krigeage de points cotés (ronds noirs).....	36
Figure 21 : carte topographique 3D issue d'une interpolation par krigeage de points cotés (cf Figure 20).....	36
Figure 22 : variation du niveau statique de quelques puits du Chari Baguirmi pour la période 1963-1984 (d'après Bichara, Safi et Schneider 1989).....	37
Figure 23 : variation du niveau de la nappe phréatique observée depuis 1963 (d'après Bonnet et Schneider 1968).....	38
Figure 24 : carte (d'une partie de la zone d'étude) de la variation comparée du niveau piézométrique entre les campagnes du BRGM et de l'ORSTOM (Chouret et al. 1977).....	39
Figure 25 : évolution à long terme des 8 puits et forages du Chari Baguirmi ayant une chronique s'étalant sur au moins dix ans.....	40
Figure 26 : situation des 8 puits et forages du Chari Baguirmi ayant une chronique s'étalant sur au moins dix ans.....	41
Figure 27 : répartition des points de mesures piézométriques pour l'année 1994.....	42
Figure 28 : carte piézométrique de référence au calage du modèle.....	43
Figure 29 : localisation des points de mesure de transmissivités.....	44
Figure 30 : fréquence relative et pourcentage cumulé des débits spécifiques mesurés en m <sup>3</sup> /h/m lors de la campagne du 7 <sup>e</sup> FED.....	45
Figure 31 : classes avec un nombre d'individus équivalent de débits spécifiques mesurés lors de la campagne du 7 <sup>e</sup> FED.....	46
Figure 32 : répartition des débits spécifiques mesurés lors de la campagne du 7 <sup>e</sup> FED.....	46
Figure 33 : relation entre le débit spécifique (Qs) et la transmissivité (T) dans l'aquifère phréatique du Chari Baguirmi. Echelle semi-logarithmique adaptée pour une transmissivité en m <sup>2</sup> /h.....	48
Figure 34 : essai de répartition des transmissivités dans le Chari Baguirmi et indication des épaisseurs mouillées de la nappe phréatique.....	48
Figure 35 : zones de perméabilités et épaisseurs moyennes mouillées.....	49
Figure 36 : atténuation du signal de crue du Chari dans la nappe quaternaire.....	52
Figure 37 : estimation des zones de différentes capacités d'infiltration.....	55
Figure 38 : maillage du model, avec la représentation des lignes de flux nul (lignes de partage des eaux), des limites de potentiel et des limites géologiques.....	61

Figure 39 : calcul des conditions de potentiels selon MODFLOW. ....	62
Figure 40 : profil en long du Chari depuis le delta jusqu'à Miltou (sud-est de la zone) et découpage du lit en 5 zones pour l'estimation du colmatage relatif du fond et des berges.....	63
Figure 41 : répartition et nature des fonds du lac Tchad ( d'après Dupont 1970).....	64
Figure 42 : surface d'eaux libres le 9 novembre 1994. Image Météosat fournie par le laboratoire UTIS de Dakar et traitée par Lemoalle (Olivry et al. 1996).....	65
Figure 43 : niveaux du lac Tchad observés et reconstitués (Olivry et al. 1996). ....	65
Figure 44 : altitudes moyennes des fonds pour différentes zones du lac (Roche 1980), superposition avec le niveau en 1994. ....	66
Figure 45 :répartition des perméabilités dans le premier modèle proposé.....	69
Figure 46 : répartition de la recharge nette dans le premier modèle proposé.....	69
Figure 47 : comparaison entre les courbes isopièzes calculées et observées sur la carte de référence.....	70
Figure 48 : schéma du bilan des entrées et sorties du système lac Tchad-Chari-nappe phréatique. Les flèches vers l'extérieur des compartiments représentent les fuites. ....	71
Figure 49 : piézométries calculées et observées.....	72
Figure 50 : piézométrie calculée pour une hausse de 5% de la perméabilité (13).....	73
Figure 51 : coupe transversale des niveaux simulés de l'aquifère selon le modèle intégrant un substratum calculé à partir des données de terrain. ....	74
Figure 52 : coupe transversale des niveaux simulés de l'aquifère selon le même modèle avec un substratum uniforme à la cote 220 m. ....	74
Figure 53 : situation des coupes verticales.....	74
Figure 54 : recharge nette en mm/an. ....	76
Figure 55 : répartition des perméabilités .....	76
Figure 56 : piézométrie calculée et observée.....	77

## **Liste des tableaux**

Tableau 1 : hauteurs annuelles des précipitations en 5 stations du Tchad. L'analyse sous forme des écarts à la moyenne cumulée des valeurs annuelles montre l'extrême variabilité climatique de la zone sahélienne au Tchad (Schneider 1992). .....	15
Tableau 2 : hauteurs moyennes mensuelles d'évaporation en mm établies à partir de mesures sur 5 ans (Schneider 92). .....	18
Tableau 3 : hauteurs moyennes mensuelles d'évaporation sur bac classe A.....	18
Tableau 4 : hauteurs moyennes mensuelles d'évaporation calculées par la formule de Penman (Touchebeuf, 1969 ; Riou, 1972) à Bol-Dune et N'Djaména. ....	19
Tableau 5 : répartition des points de mesures utilisés pour l'élaboration de la carte piézométrique en fonction des années. ....	43
Tableau 6 : exemples de valeurs de perméabilité et de transmissivité des sables du Pléistocène inférieur dans le bassin du lac Tchad.....	44
Tableau 7 : débits moyens mensuels et annuels en m <sup>3</sup> /s du Chari à N'Djaména entre 1963 et 1970 (Olivry et al. 1996).....	51
Tableau 8 : débits moyens annuels en m <sup>3</sup> /s du Chari à N'Djaména entre 1971 et 1995 .....	51
Tableau 9 : estimation des flux évaporatoires en fonction de la profondeur du niveau piézométrique obtenus par la formule de A. Coudrain-Ribstein et al. 1997. ....	56
Tableau 10 : détermination du paramètre conductance pour le calcul des conditions de potentiels pour le Chari.....	64
Tableau 11 : détermination du paramètre conductance pour le calcul des conditions de potentiels pour le lac Tchad.....	66

## **Liste des photographies**

Photographie de couverture : pompeuse au bord d'un puits traditionnel au Tchad (McCutcheon/Bruce Coleman, Inc.)

## **I. Introduction**

Les fortes sécheresses qui ont sévi en Afrique dans les années 70, 80 ont suscité l'émoi des pays du nord pour le Sahel. Au delà des conséquences aux forts impacts médiatiques, bon nombre de problèmes relatifs à la ressource en eau restent à gérer et à anticiper. Prendre les bonnes décisions de gestion nécessite une connaissance approfondie des milieux concernés.

Nous espérons par le présent mémoire apporter notre modeste contribution à une meilleure compréhension de certains phénomènes communs en zone sahélienne : les nappes " en creux " ou dépressions piézométriques fermées.

Ces systèmes apparaissent dans les grands aquifères libres des bassins sédimentaires sahéliens à la faveur du climat aride et, semble-t-il, des conditions hydrodynamiques médiocres des aquifères.

Notre intérêt s'est porté sur la dépression piézométrique du Kouka, au Tchad. L'aquifère concerné est la nappe phréatique générale des sables du Quaternaire ancien, située dans la région du Chari Baguirmi, au sud est du lac Tchad. Les mesures des niveaux statiques accusent une chute de plus de 40 m, de la périphérie vers le centre, sur un rayon de 110 km. Cette situation semble figée aujourd'hui à notre échelle de temps, à l'équilibre avec les conditions actuelles.

La recherche et la compréhension de ces conditions ont constitué l'objectif primordial de ce mémoire. Après une synthèse des données la plus exhaustive possible, une modélisation en condition d'état permanent a permis de mieux comprendre les rôles relatifs des facteurs essentiels du système. Outre l'intérêt de l'étude du fonctionnement d'un de ces systèmes si particuliers, l'appréhension d'un outils de modélisation a représenté un travail tout aussi captivant, bien que partiellement abouti en ces quelques mois.

Le présent mémoire a été réalisé au sein de l'UMR Hydrosiences Montpellier, dans l'équipe MEVHYSA qui s'intéresse à l'étude des processus physiques responsables de la variabilité hydrologique observée en zone sahélienne, sous la double contrainte des fluctuations climatiques et des modifications de l'environnement.

Une thèse et un stage de DEA achevés l'an passé au sein du laboratoire d'hydrogéologie d'Avignon avaient apporté une vision géochimique des phénomènes. Christian Leduc, dont les travaux se portent en temps normal sur le Niger, en collaboration avec Yves Travi et Yves Bellion sont à l'origine de ce sujet axés sur les fonctionnements hydrodynamiques du système.

## **II. Contexte général**

### **II.1. La zone sahélienne**

Les zones semi-arides couvrent le tiers des surfaces terrestres. En Afrique on les retrouve au nord et au sud de l'Equateur. La zone située au nord, le Sahel se caractérise par une pluviométrie moyenne comprise entre 250 mm et 700 mm irrégulièrement distribuée dans le temps et dans l'espace. L'isohyète 250 mm est la limite nord de l'espace dans lequel les cultures pluviales sont possibles.

Les changements saisonniers, en particulier en ce qui concerne le régime pluviométrique avec une courte saison des pluies de 3 à 4 mois, de juin à septembre, sont la conséquence du déplacement de l'équateur météorologique (EM) ou zone inter tropicale de convergence (ZITC). L'EM constitue la branche ascendante de la cellule de Hadley et correspond au contact dynamique des circulations atmosphériques des deux hémisphères.

La circulation méridienne s'effectue selon la direction pôle-équateur. Les masses d'air tropical continental engendrent des vents secs nord-est (harmattan) et les masses d'air équatorial maritime engendrent des vents humides ouest-sud-ouest (mousson).

Le moteur de cette circulation est la convection équatoriale. L'EM présente une structure en front, de pente très inclinée, s'abaissant de l'équateur vers le nord, appelée également Front Inter Tropical (FIT). La migration de ce front varie en fonction du développement de l'anticyclone de Sainte Hélène qui favorise la remontée du flux de mousson (*Figure 1*).

En juillet-août, l'EM occupe sa position la plus septentrionale avant de migrer vers le sud en janvier-février. Le passage au sol du FIT détermine la saison des pluies (*Figure 1*), celle-ci est d'autant plus tardive et brève que l'on se déplace vers le nord.

Ainsi la zone sahélienne est pendant l'été boréal sous l'influence du flux de mousson, mais se trouve rarement sous la structure centrale de l'EM, où la mousson est la plus épaisse. Dans cette zone, les principaux utilisateurs de l'humidité sont les lignes de grain responsables en partie de la très forte variabilité spatiale et temporelle des précipitations. La végétation y est par conséquent de type savane arbustive ou herborée, plus ou moins fournie.

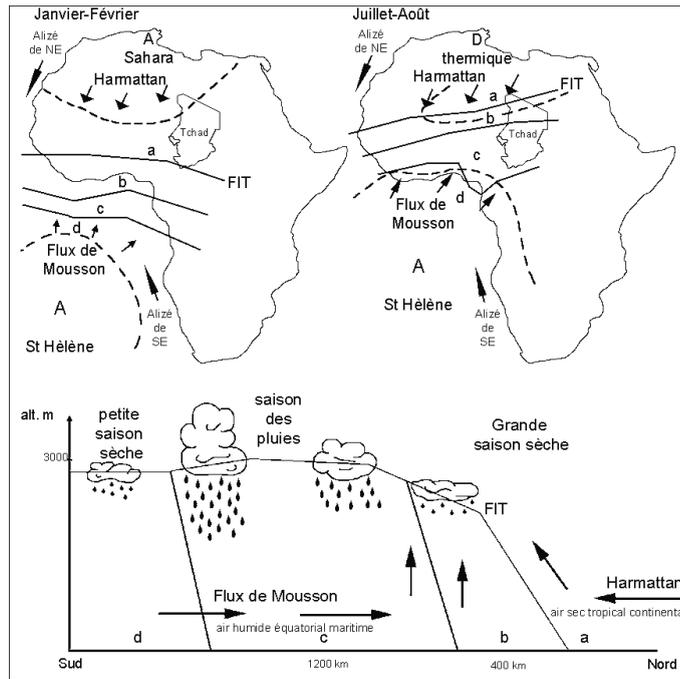


Figure 1 : schéma des principaux flux de masses d'air en Afrique de l'ouest et coupe nord sud de la troposphère avec la localisation des zones pluvieuses au sol.

a- zone sans pluie ; b- zone avec des orages isolés ; c- zone où domine les lignes de grain et les « pluies de mousson » ; d- zone avec des pluies réduites (d'après Olivry et al. 1996 ; Roche 1980).

## II.2. Présentation de la zone

### II.2.1. Contexte géographique

Le Chari Baguirmi est une région administrative de la République du Tchad, pays enclavé au cœur de l'Afrique dans le centre d'une gigantesque cuvette sédimentaire. Cette vaste plaine s'étend entre le 10<sup>e</sup> et le 14<sup>e</sup> parallèle Nord et entre le 14<sup>e</sup> et le 18<sup>e</sup> méridien Est (Figure 3). Elle ne couvre qu'une partie du Bassin du Lac Tchad qui draine à lui seul, une surface endoréique d'environ 2 millions de km<sup>2</sup> (Figure 2).



Figure 2 : photographie satellite NOAA (canal AVHRR) et les limites du bassin du lac Tchad (USGS EROS Data Center).



En aval de Sarh, en rive droite, le Chari reçoit le Bahr Keita (455 km) et le Bahr Salamat (995 km) issu du Djebel Marra au Soudan, puis, en rive gauche, le Bahr Sara (881 km) issu du massif camerounais de l'Adamaoua.

A l'aval du Bahr Salamat, le Chari présente des plaines d'inondation importantes sur la rive droite et quelques effluents, dont le plus important est le Bahr Erguig, qui après avoir subi des pertes, rejoint le Chari entre Mogrum et Mailao.

Enfin, en aval de Logone Gana, le Logone se rapproche du Chari (avec lequel il est en communication pendant les hautes eaux par une zone de débordement) et le rejoint en rive gauche, peu en amont de N'Djaména.

Le niveau du lac Tchad, situé au nord ouest du Chari Baguirmi, dépend principalement de la crue du Chari, son principal tributaire. Ainsi, au cours de la période historique, le lac a connu différents états ainsi qualifiés (*Olivry et al. 1996*):

- **Grand Tchad**, pour une altitude du plan d'eau voisine de 284 m avec une surface d'environ 25 000 km<sup>2</sup> et un volume de l'ordre de 100 milliards de m<sup>3</sup>.
- **Moyen Tchad**, pour une altitude moyenne voisine de 282 m, avec une surface moyenne voisine de 19 000 km<sup>2</sup> pour un volume évalué à 65 milliards de m<sup>3</sup>.
- **Petit Tchad**, pour une altitude moyenne voisine de 280 m, une surface de l'ordre de 10 000 km<sup>2</sup> et un volume moyen de 20 milliards de m<sup>3</sup>.



A partir de 1972, a débuté une longue période de sécheresse qui dure encore et au cours de laquelle les apports du Chari ont très sensiblement diminué (II.6.1.1.).

Les apports du Chari ont connu des valeurs remarquables extrêmement faibles en 1983-84 (520 m<sup>3</sup>/s), 1984-85 (213 m<sup>3</sup>/s), 1986-87 (483 m<sup>3</sup>/s) et 1987-88 (300 m<sup>3</sup>/s) entraînant un abaissement général du plan d'eau et l'émersion de la Grande Barrière avec non-réalimentation de la cuvette nord vouée à l'assèchement.

Le lac Fitri, beaucoup plus modeste, varie entre une surface de 360 km<sup>2</sup> en fin de saison des pluies et de 120 km<sup>2</sup> en fin de saison sèche pour une altitude moyenne du plan d'eau de 287 m. Les apports moyens annuels seraient de l'ordre de 900 millions de m<sup>3</sup> (dont 60% par le Batha, 11% par les précipitations – 360 mm – et le reste par les autres tributaires) (Mott MacDonald International et al.1992).

## II.2.3. Contexte climatique

### II.2.3.1. Précipitations

La quasi totalité de la zone est située en climat sahélien (tropical sec) (Figure 7), l'influence sahélo-saharienne (subdésertique) domine vers le nord en fonction des années. Notre zone est donc soumise à une extrême variabilité pluviométrique.

La dégradation des apports pluviométriques, depuis 1968, dans toute la zone sahélienne, est responsable de l'avancée vers le sud des isohyètes, y compris dans le Chari Baguirmi (Figure 8). L'amélioration de la situation hydrologique en 1974 et 1975, avec un maximum des débits du Chari à 3870 m<sup>3</sup>/s (atteint en novembre 75), ne fait que précéder les conditions climatiques sévères des années 80, avec des pics de sécheresse en 1982-83 et 1984-85. Les années 90, toujours très déficitaires, se distinguent par l'année 1994, abondamment pluvieuse dans la frange soudano-sahélienne mais qui ne tient pas ses promesses au niveau des apports hydrologiques (Olivry et al. 1996).

Stations	Durée d'observation (ans)	Moyenne annuelle	Minimum	Maximum	Nbre moyen de jours de pluie par an
Mao	24	330	65	637	30,5
Abeche	31	492	342	899	48,5
Bol	23	331	46	700	-
Ati	30	430	214	659	-
N'Djamena	36	632	354	990	59,5
Massaguet	11	449	-	-	-
Moussoro	25	361	-	-	-
Massakory	18	473	-	-	-
Massenya	23	692	-	-	-

Tableau 1 : hauteurs annuelles des précipitations en 5 stations du Tchad. L'analyse sous forme des écarts à la moyenne cumulée des valeurs annuelles montre l'extrême variabilité climatique de la zone sahélienne au Tchad (Schneider 1992).

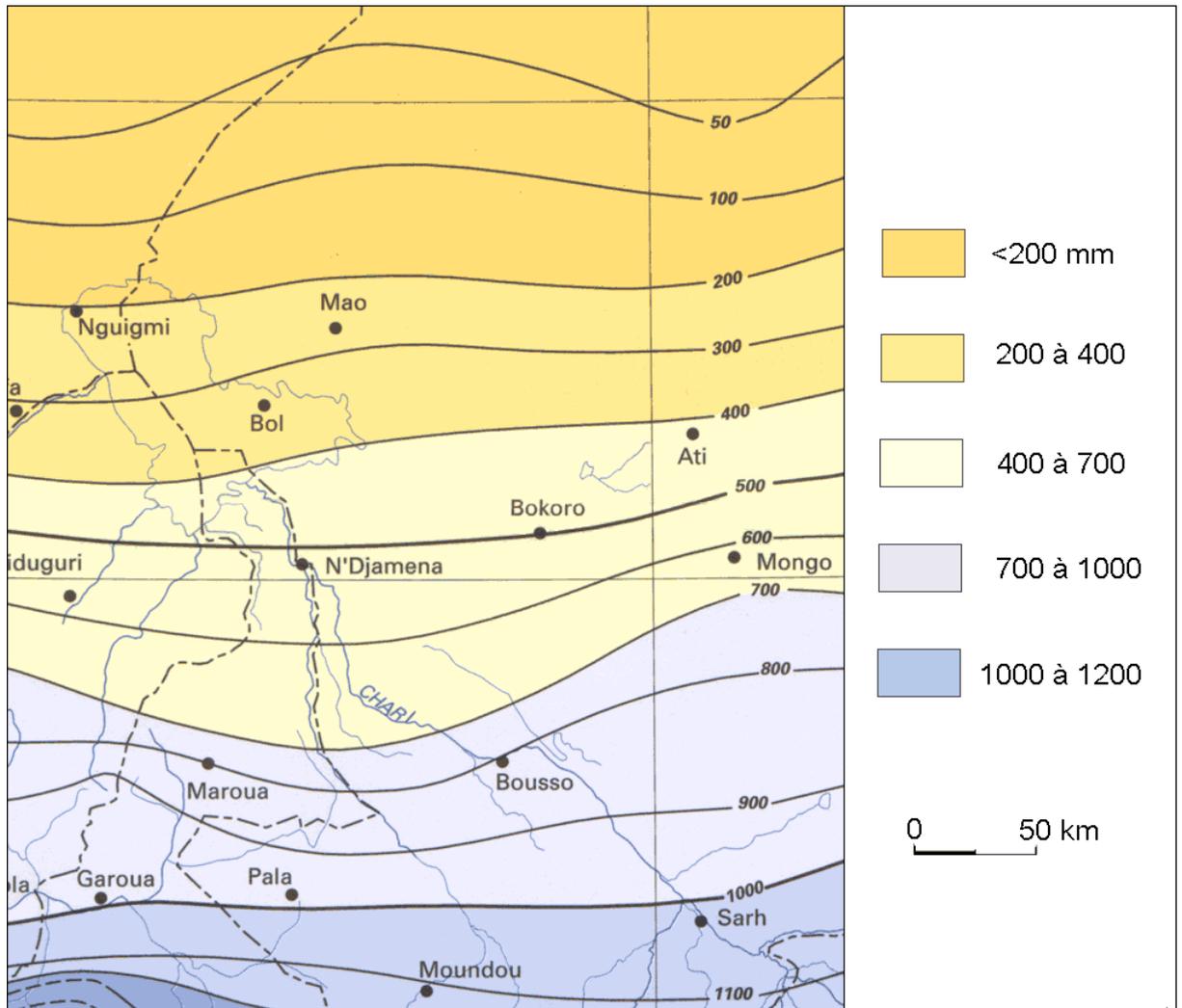


Figure 6 : précipitations moyennes annuelles au Tchad (période 1951-1989) (Y.L'Hôte et G.Mahé 1996)

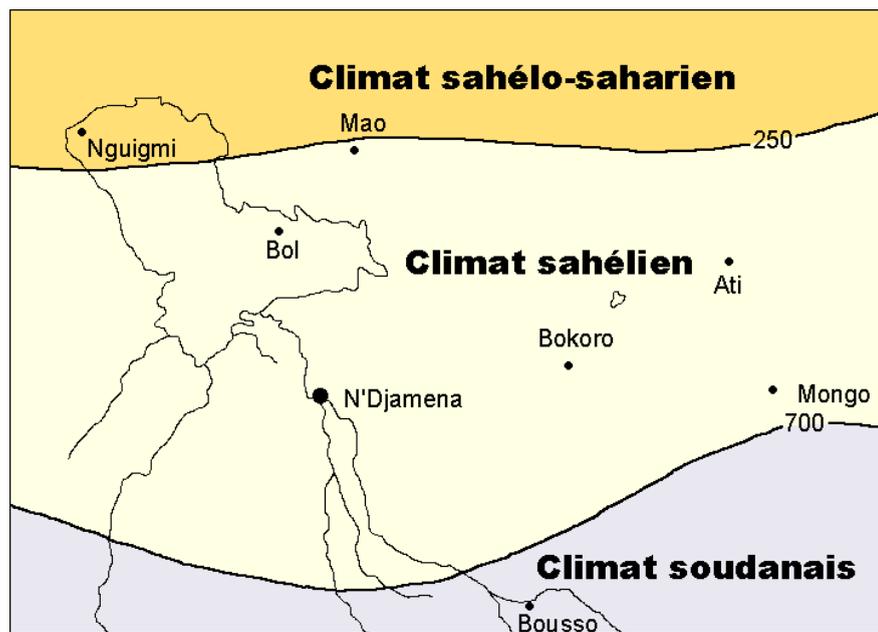


Figure 7 : répartition des zones climatiques au Tchad.

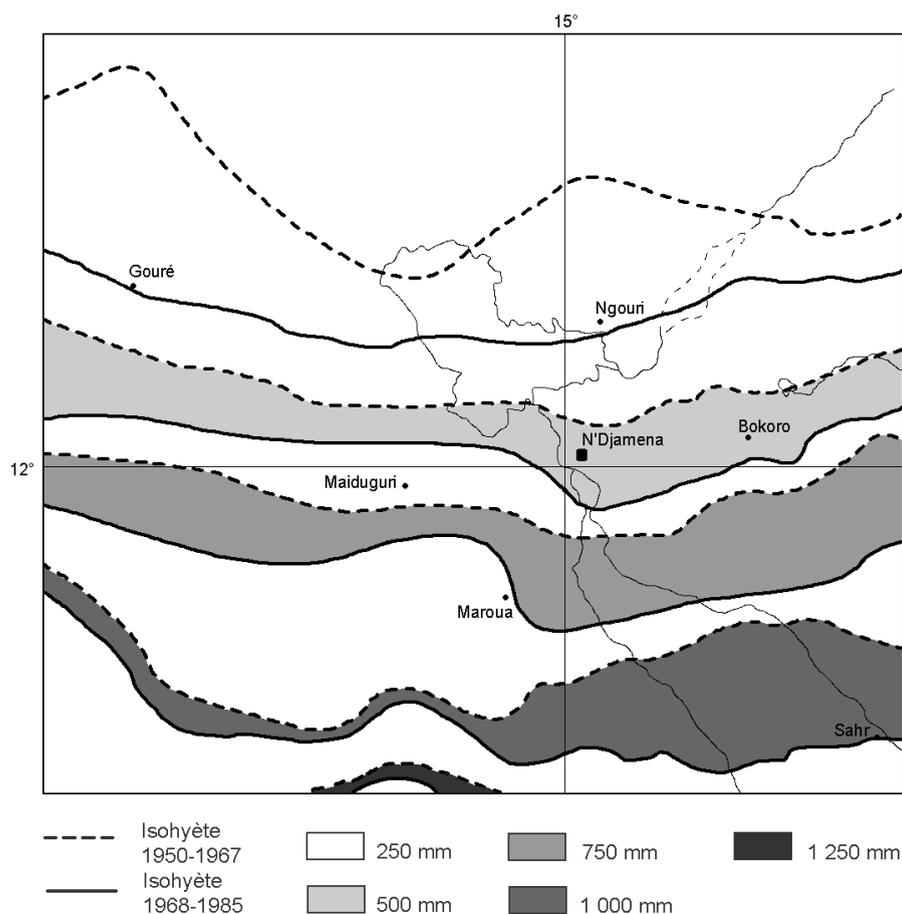


Figure 8 : illustration du déplacement des isohyètes vers le sud depuis 1968 (d'après Morel 1992)

L'étendue en latitude de la zone d'étude engendre une variabilité climatique importante du sud au nord, s'ajoutant à la variabilité interannuelle caractéristique de la zone sahélienne.

La saison sèche dure environ quatre mois à l'extrême sud de la zone, contre neuf au niveau du lac Tchad. La hauteur des précipitations est maximale en juillet-août. Les mesures des isohyètes interannuelles moyennes sont sensiblement parallèles entre elles et de direction générale est-ouest avec des hauteurs de pluie variant environ de 800 à 350 mm du sud vers le nord (Figure 6) (L'Hôte et Mahé, 1996).

Il faut souligner la forte irrégularité locale des précipitations principalement due au caractère orageux des averses.

### II.2.3.2. Température de l'air

En zone sahélienne, les températures les plus basses sont enregistrées en hiver (décembre et janvier), puis remontent jusqu'à la saison des pluies où la nébulosité et la mousson rafraîchissent l'atmosphère avec un minimum en Août. Une fois encore, les fluctuations du FIT engendrent une variabilité du Sud vers le Nord où les températures maximales seront donc plus élevées et plus tardives.

Dans le Chari Baguirmi, les températures moyennes interannuelles oscillent entre 26°C et 28°C. Pendant la saison chaude, les températures moyennes mensuelles varient de 28°C à 32°C, et

subissent une légère diminution au cours de la saison des pluies, avec 26°C à 28°C en août. La saison froide, de novembre à février, présente un minimum annuel en janvier, avec 21°C à 23°C (Roche 1973).

L'écart diurne est minimum au cours de la saison des pluies (7°C à 10°C) et maximum de décembre à février (16°C à 20°C).

### II.2.3.3. Humidité et évaporation

Comme toute région du Sahel, l'humidité relative de l'air est maximale en pleine saison des pluies et minimale en fin de saison sèche.

Les valeurs de l'évapotranspiration potentielle (évaporation d'une surface naturelle à laquelle l'eau est fournie sans restriction : ETP) sont par conséquent maximales en avril-mai et minimales en août et comprises entre 1800 mm/an et 2600 mm/an (Brunel, Bouron 1992).

En ce qui concerne notre zone d'étude, l'humidité relative de l'air atteint 70% en août et 20% en février-mars pour ne pas dépasser une moyenne annuelle d'environ 36%.

J.L. Schneider (1992) publie des valeurs de terrain mesurées à Bol et N'Djaména, sur bac flottant et bac Colorado (Tableau 2), avec des hauteurs évaporées de l'ordre de 230 à 250 cm/an.

J.P. Brunel et B. Bouron (1992) publient quant à eux, des valeurs mesurées à Bol, N'Djaména et Bokoro sur bac Classe A (Tableau 3).

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total annuel
Bol*	171	188	232	222	196	205	199	160	161	209	194	185	2 322
N'Djaména**	196	216	277	267	275	210	182	137	160	205	206	186	2 517

\* bac flottant

\*\* bac Colorado

Tableau 2 : hauteurs moyennes mensuelles d'évaporation en mm établies à partir de mesures sur 5 ans (Schneider 92).

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total mm/an
Bol*	338	336	428	393	366	282	220	202	183	229	291	264	3531
N'Djaména*	335	398	484	459	412	312	233	198	198	319	360	326	4033
Bokoro**	338	342	484	474	484	360	276	217	201	285	351	-	3811

\*moyenne 1984-90

\*\*moyenne 1986-87 (années sèches)

Tableau 3 : hauteurs moyennes mensuelles d'évaporation sur bac classe A.

La mesure de l'ETP se heurte à des difficultés méthodologiques, ce qui explique les valeurs différentes fournies par la littérature. Brunel et Bouron (1992) reconnaissent que leurs résultats obtenus pour N'Djaména sont biaisés, sachant que Riou (1972) donne 2820 mm/an en moyenne,

entre 1964 et 1973, pour la même station avec un coefficient de variabilité de 2.4%, également sur bac Classe A.

La formule de Penman a été appliquée aux données des stations de N'Djaména et Bol-Dune (Touchebeuf, 1969 ; Riou, 1972) (Tableau 4) dont les moyennes respectives sont estimées à 2284 et 2290 mm/an.

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total mm/an
Bol-Dune	132	150	200	220	244	234	239	204	205	196	146	119	2290
N'Djaména	145	172	225	238	240	121	193	168	178	194	170	149	2284

Tableau 4 : hauteurs moyennes mensuelles d'évaporation calculées par la formule de Penman (Touchebeuf, 1969 ; Riou, 1972) à Bol-Dune et N'Djaména.

Quelles que soient les méthodes d'estimation de l'ETP, sa valeur variant entre 2000 et 2500 mm/an, s'avère être bien supérieure aux apports par les précipitations de 800 à 250 mm/an. Dans de telles conditions, on peut d'ores et déjà souligner qu'une pluie de faible intensité ne profite que très peu à l'infiltration et au ruissellement.

#### II.2.4. Sols et végétation

La végétation naturelle et l'utilisation des terres sont conditionnées directement par les précipitations. Or on note un net déplacement des isohyètes (Figure 8) vers le sud depuis les années de sécheresse à partir de 1968 (Morel, 1992).

Les données disponibles ne nous permettent pas de connaître les conséquences significatives sur la nappe, en termes de recharge, de l'évolution de la végétation et des zones de cultures.

Toutefois, un couvert végétal peut avoir une forte influence sur l'infiltration et l'évaporation, même à grande profondeur et la connaissance des formations florales sur notre zone peut cautionner des hypothèses de forte évapotranspiration.

Globalement, du Sud au Nord, la savane arbustive boisée évolue vers une steppe arbustive à combrétacées dominantes, puis vers une steppe à mimosées, avant d'atteindre les premières dunes du Kanem (détail Figure 9).

#### II.2.5. Population

La population totale du Tchad est estimée en 1997 à environ 7 millions d'habitants, soit une densité de 5,4 hab./km<sup>2</sup> variant de 0,2 au nord à 9 hab./km<sup>2</sup> au sud répartie comme suit :

- 47% environ vit dans la zone soudanienne, caractérisée par une pluviométrie supérieure à 700 mm/an, couvrant 32 millions d'hectares au sud du pays, soit 25% de la superficie totale du pays.

- 51% dans la zone sahélienne, où la pluviométrie est comprise entre 250 et 700 mm/an, couvrant environ 36 millions d'hectares au centre du pays, soit 28% de la superficie totale.

- 2% dans la zone sahélo-saharienne et saharienne, avec une pluviométrie annuelle inférieure à 250 mm, située au nord du pays et couvrant 60 millions d'hectares, soit 47% de la superficie totale du pays.

Le taux de croissance démographique est actuellement proche de 2,5%, avec une très grande majorité de la population (plus de 85%) travaillant dans le secteur rural.

Depuis plusieurs années, la région du Chari Baguirmi accueille de façon permanente un flux de population en provenance des autres régions du pays, plus sensibles aux troubles socio-politiques et aux terres moins propices aux cultures et aux pâturages.

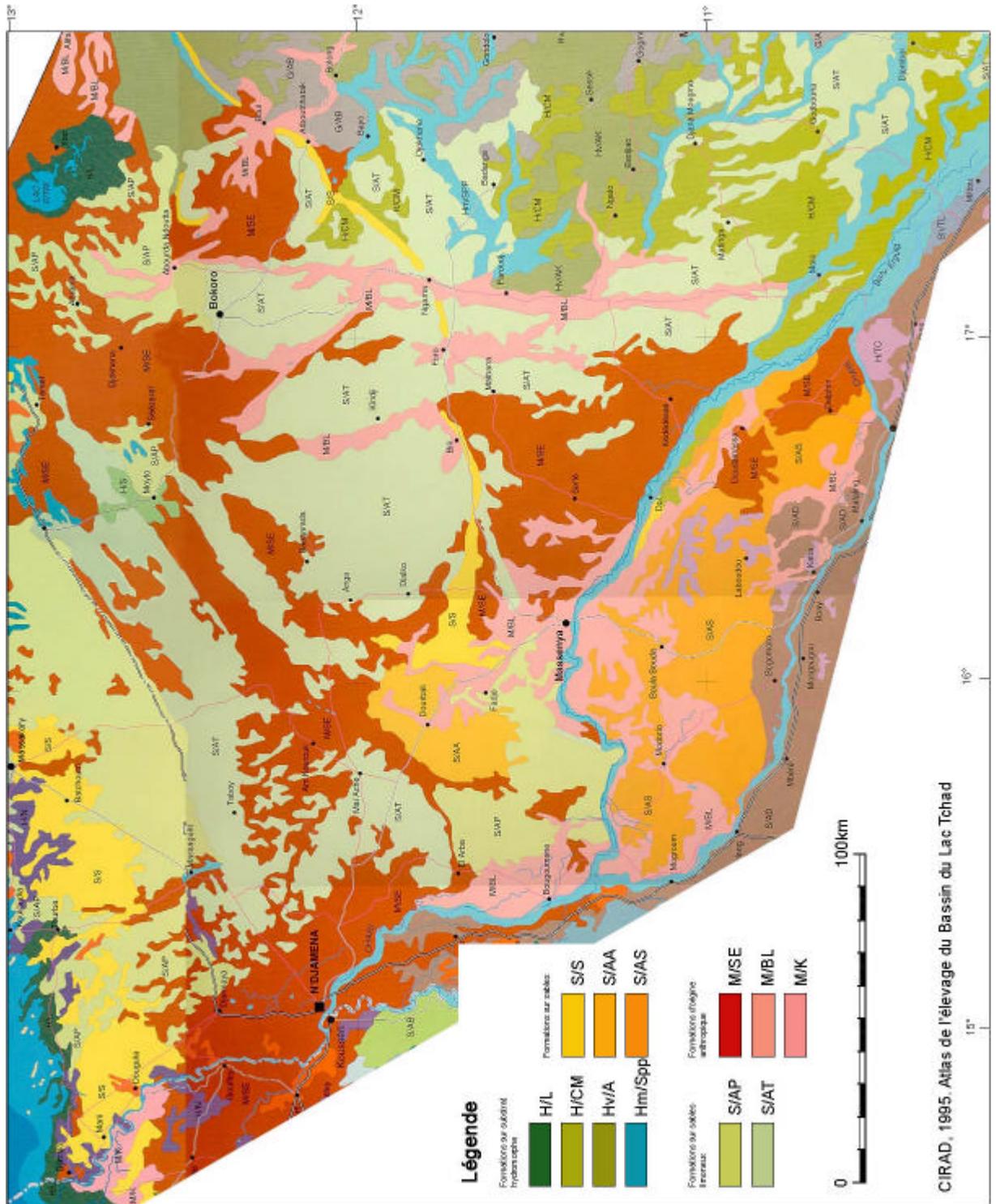


Figure 9 : carte des formations florales du Chari Baguirmi et de leur substrat

*S/S* : formations arbustives (*Acacia senegal*) avec absence de strate herbacée - *S/AA* : fourrés denses arbustifs (*Acacia ataxacantha*) - *S/AS* : savane arborée - *S/AP* : formation à strate herbacée très fournie et strate ligneuse importante - *S/AT* : « savane des sables du Chari Baguirmi », formations ligneuses sur de vastes dunes - *M/SE* : steppe arbustive à combrétacées développée après défrichement culturel suivi de jachère - *M/BL* : steppe arbustive - *M/K* : steppe dense à *Acacia sieberana*. - *H/CM* : savane arborée.

### II.3. Les nappes en « creux »

Les dépressions piézométriques sont des structures hydrogéologiques naturelles singulières, et circonscrites au domaine semi-aride en Afrique de l'ouest. Elles sont fréquentes dans les grandes nappes libres sahéliennes bien que rarement évoquées dans la littérature. Leur découverte date des années 50, lors des premières investigations hydrogéologiques au Sahel (*Degallier 1954, Archambault 1960*). L'existence d'une dépression piézométrique représentait une énigme dans l'aquifère.

Une majeure partie d'entre elles est contenue dans des aquifères sédimentaires d'extension régionale et présentent des creux de plusieurs dizaines de mètres ; la dépression du Ferlo-Trarza, par exemple, s'étend sur près de 150 000 km<sup>2</sup> et possède des creux d'une quarantaine de mètres (*Depagne 1966 ; Dieng et al 1990*). Celle du Chari Baguirmi (dépression du Kouka), objet du présent rapport, atteint quant à elle une soixantaine de mètres.

Ailleurs dans le monde en zone semi-aride, aucune structure naturelle de ce type ne semble avoir été mise en évidence.

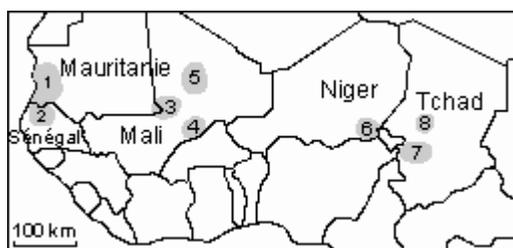


Figure 10 : principales dépressions piézométriques au Sahel (d'après Aranyossy et Ndiaye 1993)

1 : nappe de Trarza – 2 : nappe du Ferlo – 3 : Fossé de Nara – 4 : Nappe du Gondo – 5 : nappe de l'Azaouad – 6 : nappe du Kadzell – 7 : dépression du Kouka – 8 : nappe du lac Tchad.

L'origine et les implications hydrodynamiques de ces dépressions font l'objet de plusieurs hypothèses.

Tout d'abord, une surexploitation anthropique locale peut être avancée. Cette hypothèse est pourtant difficilement acceptable, sachant que certaines dépressions occupent des surfaces extrêmement étendues et que leur origine est bien antérieure à celles des premiers pompages.

L'hypothèse d'une drainance descendante ne fait que déplacer le problème vers les aquifères sous-jacents. Au Sahel, où la géologie est peu tourmentée, cette explication est difficilement envisageable. Sur notre zone d'étude, la nappe profonde du Pliocène inférieur est captive et la nappe phréatique est isolée de la nappe semi-profonde du Pliocène moyen par plus de 70 m d'argile massive. La forte épaisseur d'argile et la différence de charge en faveur d'un flux ascendant empêcheraient raisonnablement tout phénomène de drainance descendante.

Une subsidence active ou un rejeu structural récent sont deux causes géologiques possibles. Au Sahel, où l'activité tectonique est peu marquée (*Louis 1970 ; Servant 1973*), ces explications sont peu susceptibles d'être à l'origine de la totalité des dépressions, au moins pour le Kouka où

(cf. ch. II.4.2.) le caractère fluviolacustre de la sédimentation est établi depuis la fin du Jurassique, conséquence de la pénéplanation. Les zones susceptibles d'être affectées par la néotectonique se trouvent en bordure du bassin.

L'hypothèse d'un réajustement hydrodynamique lent à partir d'un potentiel de surface fluctuant a été évoqué par Depagne (1966) pour les nappes de la bordure atlantique, et modélisée avec vraisemblance par Dieng et al. (1990). Près du Kouka, le fleuve Chari et le lac Tchad constituent les seuls éléments hydrologiques régionaux à fluctuation rapide. Un réajustement lent de la nappe suite à une fluctuation majeure du lac, pourrait être envisagée suite à la disparition d'un paléolac Tchad, (cote estimée à 320 m, soit 40 m au dessus de la cote actuelle), devant recouvrir toute la zone il y a près de 6000 ans (Schneider 1967, 1968 ; Pias 1970 ; Servant 1973). Cependant, l'existence de cette véritable mer intérieure est pour le moins controversée (Durant et al. 1979) au profit plus vraisemblable de la formation de bombements piézométriques, avec affleurement de la nappe dans des polders, phénomènes encore observables à l'actuel. La thèse d'un réajustement est donc inadaptée à notre zone d'étude.

En fait, très tôt, une reprise évaporatoire au centre des dépressions avait été évoquée comme une cause possible par Archambault (1960), et modélisée plus tard avec vraisemblance par Aranyosy et Ndiaye (1993).

A l'échelle de la bande sahélienne, cette hypothèse aurait l'avantage de fournir une explication générale, liée au climat semi-aride et au caractère fluviodeltaï que récurrent des formations.

Les piézométries anormalement basses, impliquent une faible alimentation périphérique par les eaux superficielles et des vitesses de circulation extrêmement lentes dans les aquifères. Ce qui laisse à penser que la lithologie (dépôts fluviolacustres) est un facteur déterminant dans la formation des dépressions.

Un tel schéma conceptuel suppose l'existence d'un déficit du bilan [infiltration – évaporation] au centre de la dépression. Sur notre zone d'étude, du fait des profondeurs souvent importantes de la nappe sous le sol (entre 20 et 60 m), la reprise évapotranspiratoire ne peut être que très réduite et implique de très faibles flux de recharge, aussi bien verticaux que latéraux. A. Coudrain-Ribstein et al. (1997) ont montré qu'en milieu semi-aride, l'évaporation d'une nappe phréatique était principalement dépendante de l'épaisseur de la zone non saturée et qu'à 20 m sous le sol, l'évaporation était encore de l'ordre du millimètre. En parallèle, de nombreuses études prouvent que la transpiration végétale peut s'effectuer à partir d'une extraction racinaire directement dans la nappe d'intensité croissante en fonction de la proximité de la nappe sous le sol (Le Maitre et al. 1999) et ce même à forte profondeur.

L'étude d'une dépression piézométrique comme celle du Kouka, représente un intérêt fondamental de par sa singularité, son ampleur et son fonctionnement encore méconnu actuellement.

## II.4. Rappel des travaux antérieurs

La connaissance géologique du Tchad devient importante vers 1952 avec le levé de plusieurs coupes qui devaient permettre la publication d'une importante carte de synthèse au 1:2000000° (*Gérard 1953 ; Wacrenier 1953 ; Vincent 1952*). C'est, de plus, à cette époque que les premières prospections géophysiques furent réalisées.

On mentionnera par ailleurs en ce qui concerne le Batha et le Chari Baguirmi les études hydrogéologiques menées par Babet en 1940 et 1941. D'une façon générale, les études hydrogéologiques s'intensifièrent à partir de 1962, avec l'arrivée de plusieurs hydrogéologues du BRGM (Schneider, Torrent, Gagnière chargés des zones sédimentaires). Les travaux du BRGM comprirent la préparation de sept cartes hydrogéologiques de reconnaissance au 1:500000° avec notice explicative (Mao, Moundou et Aouk Salamat, puis Bongor et Fort-Lamy, enfin Batha et Pays bas Largeau). Les résultats obtenus firent l'objet de deux synthèses, publiées en 1970 : la carte hydrogéologique au 1:500000° avec notice explicative (par Schneider) et un document sur l'hydrogéologie du Ouaddai.

Ces données furent reprises et complétées par l'UNESCO pour sa synthèse du Bassin du lac Tchad (*1966-1969*).

L'ORSTOM entreprit en 1965 un programme d'étude multidisciplinaire sur les conditions de sédimentation récentes et actuelles dans la cuvette tchadienne. On notera en particulier les travaux de Pias (*1970*), Servant et Maley (*1973*), Durant et Mathieu (*1979*), sur les dépôts lacustres du Quaternaire récent. Des études complémentaires furent menées par Chouret, Fontes, Mathieu, Maglione et Roche de 1973 à 1980, précisant les relations entre le lac et la nappe du Quaternaire, et certains phénomènes de la recharge. Par ailleurs, la couverture gravimétrique du territoire fut achevée et une synthèse structurale fut présentée par Louis en 1970.

Plus récemment une synthèse sur l'hydrologie du lac Tchad a été réalisée par Olivry, Chouret, Vuillaume, Lomoalle et Bricquet en 1996.

Un projet PNUD-FAO fut exécuté de 1967 à 1973 sur le Bassin du lac Tchad. Les sondages profonds réalisés permirent d'accroître notablement la connaissance des formations sédimentaires vers le lac en collaboration avec la CBLT.

Enfin Schneider et Wolff proposent en 1992 un mémoire explicatif regroupant toutes les connaissances acquises sur le Tchad et fournissent les données hydrogéologiques disponibles à la mi-1991.

Au delà de ces études de grande envergure, il existe de nombreux autres rapports plus ciblés thématiquement ou géographiquement. En liaison directe avec notre sujet, nous nous devons de mentionner également le rapport du bureau d'étude Hydroexpert réalisé par M. Bonnet en 1995 pour la Direction de l'Hydraulique et de l'Assainissement, dont le but fut de mettre en œuvre un modèle d'écoulement, en montrant l'intérêt des bases de données informatisées, en vue d'évaluer les ressources en eaux souterraines de la région de N'Djaména.

## II.5. Géologie et hydrogéologie générales

### II.5.1. Contexte géologique

Le bassin du lac Tchad fait partie de ces bassins sédimentaires africains dits de synclise ; le comblement par du matériel essentiellement continental, s'est opéré à la faveur d'un affaissement à grande profondeur du socle précambrien, lors de la phase de distension Jurassique supérieur-Crétacé inférieur (150-120 Ma), correspondant au démantèlement du continent de Gondwana (*Louis 1970*).

Du point de vue sédimentologique, la couverture sédimentaire actuelle est le résultat de l'interaction entre trois facteurs principaux :

- les transgressions lacustres en périodes humides (dépôts de fines),
- les régressions en périodes arides (dépôts de sables),
- la subsidence du bassin responsable de l'épaisseur des couches (tectonique).

Il en résulte des dépôts évoluant entre un pôle sableux (sables purs, fluviatiles ou éoliens) et un pôle argileux (argiles kaoloniques ou de néoformation), et ceci du Crétacé jusqu'au Quaternaire.

### II.5.2. Le Précambrien

Le Précambrien est essentiellement caractérisé par le socle cristallin de nature granitique mais aussi gneissique ou migmatitique. De profondeur variable, 300m à plus de 1000m (paléovallées et fossés d'effondrement), il n'affleure que par pointements dans la partie orientale de la zone et représente, du point de vue hydrogéologique, une unité considérée comme totalement imperméable.

La répartition des potentialités en eau souterraine obéit d'abord à la morphologie, ensuite à la nature lithologique des roches et à la pluviométrie. Il s'ensuit une inégale répartition de la ressource. Sur les versants érodés du Guéra, l'absence d'altérites prive la région de la principale réserve d'eau (*Figure 11*) et l'infiltration se fait préférentiellement dans les zones de piémont.

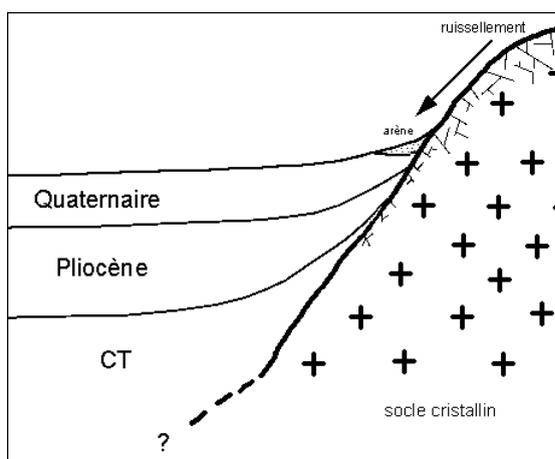


Figure 11 : schéma du contact entre le socle et la couverture sédimentaire.

La couverture sub-horizontale repose en discordance sur le socle. L'infiltration des eaux qui ruissellent sur les plateaux cristallins peut être préférentielle à l'interface, le long des surfaces stratigraphiques. Les dépôts de bas de pente peuvent héberger des nappes locales de faible importance.

### II.5.3. Le Crétacé

Plusieurs sondages hydrogéologiques exécutés dans le cadre du Programme PNUD/FAO de développement du Bassin du lac Tchad (*Schroeter et al. 1973*) ont mis en évidence des formations crétacées à Ngodéni (Cameroun) et à Choua (Niger). En revanche, le Crétacé ne semble pas être représenté dans notre zone.

Il affleure au sud ouest du pays, mais il n'est pas certain que les argiles gréseuses qui surmontent le socle à l'aplomb de Bol, depuis la profondeur -563 m, appartiennent au Continental Hamadien. Les conditions de dépôt seraient lagunaires, et le Continental Hamadien, serait l'équivalent continental du Crétacé marin (*Schroeter et al. 1973*).

Quelques forages, aux alentours de Bol, donnent une altitude des niveaux statiques de 7,50 m au dessus du niveau du sol. Ces valeurs n'ont cependant pas de signification ailleurs qu'au point où elles ont été mesurées, il est impossible de savoir s'il s'agit d'une même nappe ou si elle est continue entre les forages (*CBLT 1973*).

### II.5.4. Le Tertiaire

#### II.5.4.1. Le Continental Terminal (CT)

En contact direct avec le socle ou en discordance sur le Crétacé, le CT atteint une puissance de 80 à 100m au centre du Chari Baguirmi. Les dépôts sont fluviolacustres, caractérisés par des alternances de bancs gréseux et argileux d'épaisseur variable, avec la présence de cuirasses latéritiques ferrugineuses à graviers de quartz.

Le CT forme un aquifère plus ou moins captif, dont le caractère parfois très argileux rend la productivité des ouvrages très faible.

#### II.5.4.2. Le Pliocène inférieur

Le Pliocène inférieur est représenté par des dépôts sableux fins à grossiers, reposant sur le CT et situés à une profondeur de 250 à 300m dans la partie centrale du bassin. Cette série peut se présenter sous forme d'une alternance de bancs sableux intercalés dans un ensemble argileux, ou au contraire, comme un ensemble massif présentant ou non des intercalations argileuses dénotant ainsi le caractère fluviolacustre de la sédimentation.

La puissance de la série sablo-argileuse peut parfois dépasser 70m et contient une nappe profonde artésienne (+6 m à +7 m) avec des débits spécifiques de 0,4 à 1,6 m<sup>3</sup>/h/m.

#### II.5.4.3. Le Pliocène moyen

La sédimentation continentale lacustre argileuse, affectée par des épisodes arides favorisant le développement des ergs, est entrecoupée d'intercalations sableuses et se poursuit au Pliocène moyen. Son extension est plutôt remarquable dans la partie sud occidentale du Chari Baguirmi et le toit des sables semble s'enfoncer vers le nord, mais le nombre très réduit de forages et l'absence de diagraphies ne permettent pas un suivi précis de la couche. Les passées sableuses ne semblent pas suffisamment connectées entre elles pour permettre, en grand, une circulation hydraulique et constituent un toit pour les quelques aquifères sous-jacents. Ces formations peuvent donner lieu localement à de petites nappes situées entre 150 et 220 m d'altitude, avec un niveau statique entre 15 et 40 m de profondeur et des débits spécifiques de 2,5 à 3 m<sup>3</sup>/h/m.

#### *II.5.4.4. Le Pliocène supérieur*

La série du Pliocène supérieur représente un puissant dépôt d'argiles tendres verdâtres avec quelques alternances de passées sableuses, parfois épaisses de plusieurs mètres, remarquables à petite échelle. A grande échelle, cet ensemble massif argileux constitue un substratum imperméable, d'une puissance dépassant les 70m, pour les séries sableuses du Pléistocène inférieur sus-jacentes.

### II.5.5. Le Quaternaire

La limite Tertiaire-Quaternaire retenue dans ce mémoire est d'ordre lithologique. Elle marque la fin de la sédimentation argileuse imperméable du Pliocène, mur de l'aquifère phréatique, et le début d'une sédimentation essentiellement sableuse. C'est pourquoi, certains dépôts du Pliocène supérieur sableux pourront être attribués au Quaternaire.

#### *II.5.5.1. Le Pléistocène Inférieur*

Le contexte général de dépôt est, comme au Tertiaire, fluviolacustre ou fluviodeltaïque et les remaniements constituent ainsi le mécanisme essentiel de la sédimentation, sans oublier les phénomènes d'aridité et de reprise éolienne. Par conséquent, la connexion des paléochenaux du Chari à dépôt de matériel détritique au milieu de plaines d'inondation à dépôts argileux, engendre un ensemble argilo-sableux fluvial d'une quarantaine de mètres de puissance reposant, dans la zone d'étude, sur le mur pliocène.

Les dépôts sableux dans les chenaux ou les cordons lacustres et les levées de berges peuvent passer latéralement à des dépôts argileux de plaine d'inondation (*Figure 12*). Cette hétérogénéité est aggravée par ailleurs par la migration des lits fluviaux. Elle se traduit concrètement par des variations rapides des transmissivités hydrauliques entre puits distants de quelques dizaines de mètres seulement.

Certes, à l'échelle locale, les formations sont marquées par de fortes hétérogénéités lithologiques et granulométriques, horizontales et latérales, mais à l'échelle du bassin, elles apparaissent largement homogènes et continues, pour former un bon aquifère dans lequel circule la nappe phréatique générale du Quaternaire ancien.

Au sud de la zone (entre Chari et Logone), les formations argileuses sont de plus en plus fréquentes, au détriment des sables aquifères.

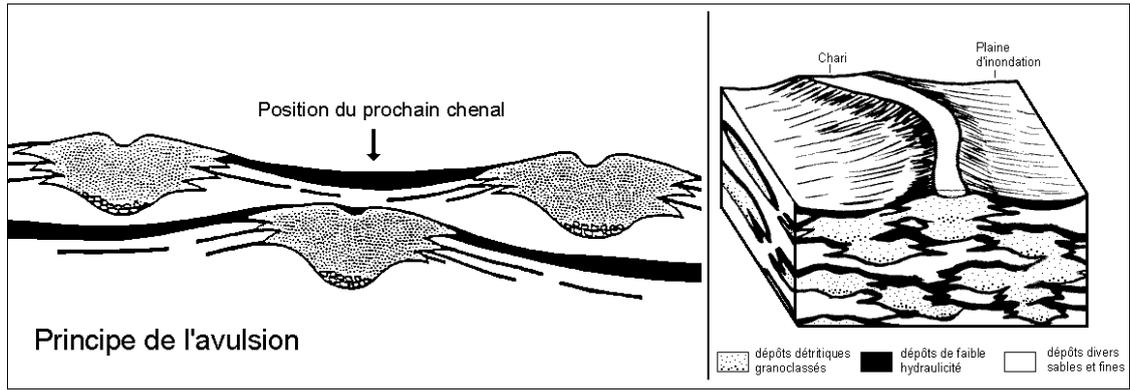


Figure 12 : exemple de sédimentation fluviale pour le Chari.

Lorsque la pente du fleuve devient faible, la vitesse d'écoulement diminue et les débordements successifs forment des levées. Naturellement, le lit tend à rejoindre les cotes les plus basses en crevant les levées : principe de l'avulsion. La divagation du lit permet la création d'un aquifère étendu.

#### II.5.5.2. Pléistocène moyen et supérieur, Holocène

La sédimentation fluviolacustre se poursuit au rythme des grandes glaciations. En périodes glaciaires (Mindel, Riss, Würm), arides en Afrique, dominant les dépôts de sables éoliens (série des Soulias), et en périodes interglaciaires dominant les dépôts de fines, formant des lentilles interstratifiées.

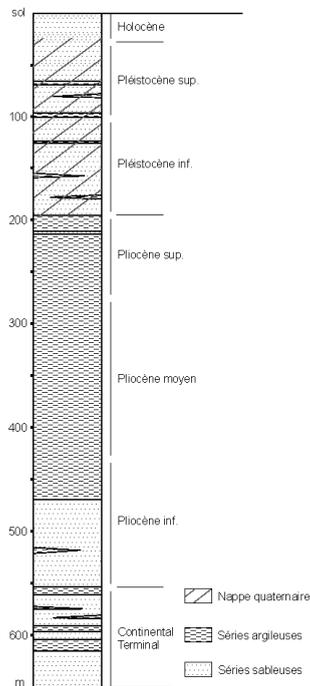


Figure 13 : exemple d'une lithologie générale typique des formations du bassin du Chari Baguirmi et localisation de l'aquifère quaternaire ancien.

(log réalisé avec les données des différents forages de la zone)

### **III. L'aquifère phréatique quaternaire**

#### **III.1. Données disponibles**

##### III.1.1. Bilan des données disponibles

Les données que nous avons rassemblées pour cette étude proviennent principalement des documents suivants :

- les rapports techniques des projets CBLT/PNUD/UNESCO de 1972 et CBLT/PNUD/FAO de 1973,
- le mémoire explicatif des cartes géologiques et hydrogéologiques au 1:1500000<sup>e</sup> de la République du Tchad, par Schneider et Wolff, en 1992,
- le rapport Hydroexpert de Bonnet et Murville (1995),
- le recueil des données du programme d'hydraulique villageoise du 7<sup>e</sup> FED.

##### *III.1.1.1. Projets CBLT/PNUD/UNESCO et CBLT/PNUD/FAO*

Les rapports techniques présentent une synthèse complète sur les connaissances du fonctionnement hydrodynamique et chimique connus à l'époque. A cela viennent s'ajouter de nombreuses analyses chimiques des eaux, pour les nappes profondes et superficielles. Près de 200 forages sont référencés et positionnés en latitude et longitude avec une description datée de 1966 à 1973 (niveau statique, température, \*<sup>18</sup>O, \*D, \*<sup>13</sup>C etc...). Des analyses d'ions majeurs sont publiées statuant sur la qualité des eaux disponibles.

Toutefois, seuls 47 appartiennent à notre zone d'étude. Tous ne sont pas renseignés de manière exhaustive, néanmoins cette source d'information peut être considérée comme fiable.

##### *III.1.1.2. Mémoire Schneider et Wolff (1992)*

Dans le mémoire explicatif des cartes géologiques et hydrogéologiques au 1:1500000<sup>e</sup> de la République du Tchad, Schneider et Wolff ont souhaité rassembler et diffuser un maximum de données se rapportant au bassin du lac Tchad. Les chroniques issues de campagnes de mesures régulières du BRGM sur plusieurs années (1963 à 1968) sont mentionnées avec les noms de villages et certaines sont actualisées de 1984 à 1986. Malheureusement, très peu de puits sont nivelés, et surtout aucun n'est positionné géographiquement ; nous n'avons pas pu nous procurer toutes les cartes IGN au 1:200000<sup>e</sup> qui permettaient de les localiser. En conséquence, certaines données sont pour nous inutilisables.

Néanmoins ce document nous a fourni une multitude d'informations sur l'hydrologie, l'hydrogéologie et en particulier la géologie de notre zone (coupes, forages, diagraphies...), sans lesquels cette étude serait atrophée.

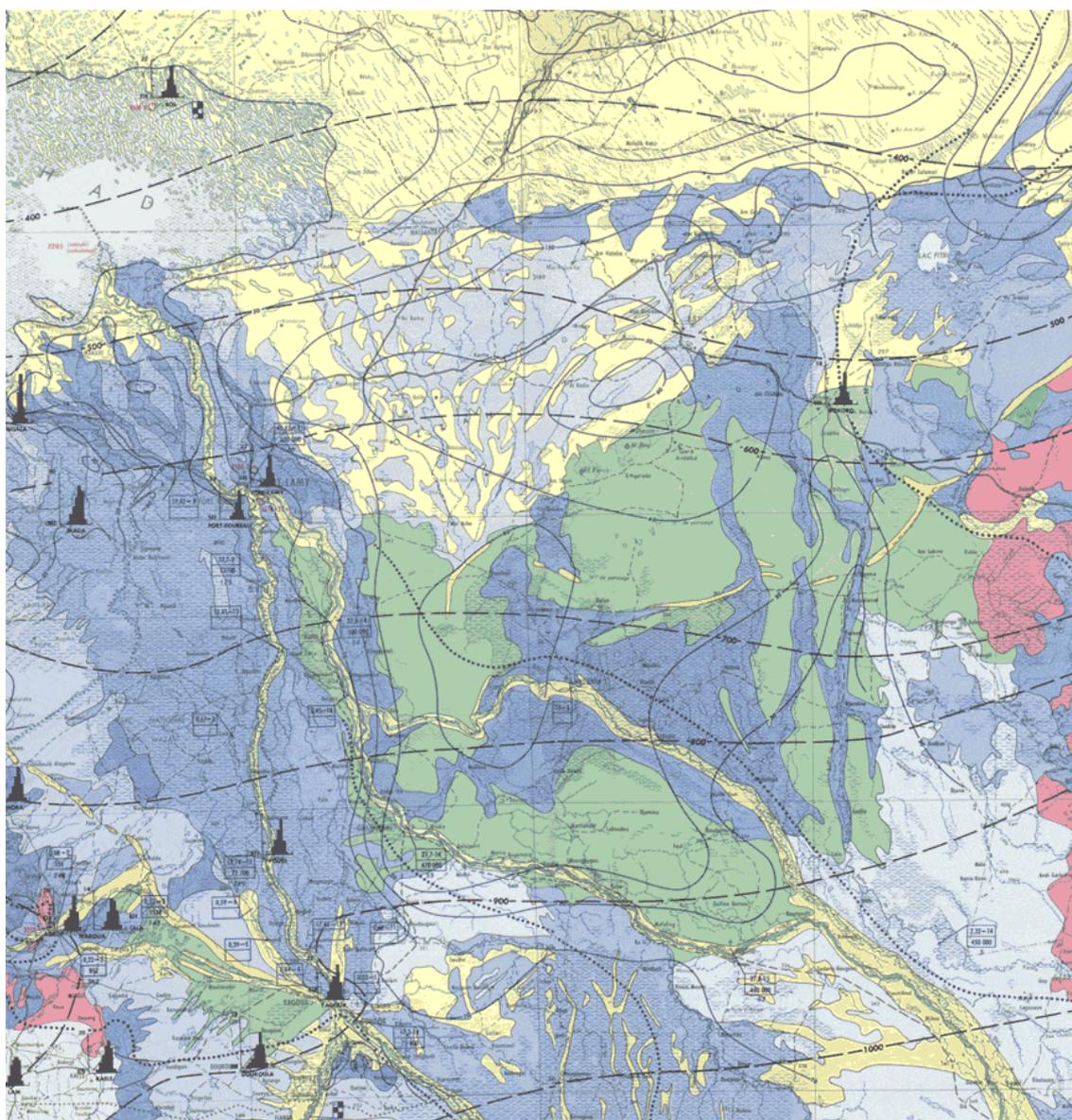


Figure 14 : synthèse hydrogéologique du Bassin du lac Tchad. (PNUD/UNESCO, 1966-1968), actualisation et synthèse des données du BRGM.

### III.1.1.3. 7<sup>e</sup> FED

Les données plus récentes (1995-1998) du programme d'hydraulique villageoise du 7<sup>e</sup> FED nous ont été transmises par le laboratoire d'hydrogéologie d'Avignon.

Bien que les 601 forages référencés soient concentrés aux bords du Chari et du lac, ils apportent des informations intéressantes sur la piézométrie et les caractéristiques hydrodynamiques de l'aquifère (débits spécifiques).

Néanmoins, certaines données sont à prendre avec réserve, car les mesures sur le terrain ne semblent pas toujours accomplies avec la rigueur nécessaire. De plus, les valeurs réelles (débits spécifiques) ont tendance à être sous estimées, puisque les crépines sont systématiquement placées à 10m sous le niveau piézométrique.

#### III.1.1.4. Rapport Hydroexpert

Ce rapport avait pour objectif de mettre en place un système de suivi et de gestion de la nappe phréatique du Chari Baguirmi. Un modèle régional fut réalisé puis complété par un modèle local particulièrement pour connaître l'impact des captages d'A.E.P. de N'Djaména.

Les données présentes dans ce rapport sont de deux types :

- une première partie rassemble toutes les mesures (piézométriques) connues depuis 1963,
- une deuxième partie liste des données propres acquises par Hydroexpert en 1994 uniquement.

Les données antérieures à 1994, proviennent d'un traitement à partir des bases regroupant les données du Bureau de l'Eau, service de la Direction de l'Hydraulique et de l'Assainissement (DHA), de la Société Tchadienne d'Eau et d'Electricité (STEE) et du centre de documentation du Centre National d'Appui à la Recherche (CNAR). Dans ces bases sont incluses certaines données de Schneider de 1963 à 1968, celles des projets CBLT/PNUD de 1966 à 1973, et celles des programmes d'hydraulique villageoise des 5<sup>e</sup> et 6<sup>e</sup> FED de 1986 à février 1994.

Les autres données concernent une campagne réalisée par Hydroexpert en novembre 1994 avec des mesures de la piézométrie, de la température et de la conductivité.

#### III.1.2. Analyse critique des données

D'un point de vue hydrogéologique, les données disponibles relatives à la nappe phréatique du Chari Baguirmi sont restreintes. Il n'existe pas à l'heure actuelle de réseau de piézomètres adapté au contrôle de la nappe. De plus, l'exploitation de ces quelques données est rendue hasardeuse en partie à cause :

- d'une répartition géographique de l'information toujours centrée sur les mêmes zones (pourtours du lac et du Chari) (*Figure 15-Figure 16-Figure 17*),
- d'une rupture dans les chroniques, suite aux graves troubles politiques des années 80,
- du caractère asynchrone des mesures du niveau statique,
- de la méconnaissance générale des altitudes absolues puisque les points de mesure ne sont pas nivelés, les niveaux piézométriques sont donc connus avec la précision autorisée par la détermination de la cote du sol sur la carte IGN au 1:200000<sup>e</sup> (+/-5 m) ou par la barométrie,
- de la méconnaissance des coordonnées géographiques des points de mesure,
- de l'exploitation, récente ou ancienne, de la plupart des ouvrages de mesure pour alimenter le hommes et les troupeaux.

Dans ces conditions, l'établissement d'une carte piézométrique générale fiable devient très difficile. Les seules cartes existantes, considérées comme les plus représentatives sont :

- les cartes établies par Schneider et Torrent rassemblées sur la carte hydrogéologique du Tchad (1968) (e.g. Figure 14). Elles ont le mérite d'être à peu près synchrones et de correspondre à une époque où l'exploitation de la nappe était encore très faible, au moins dans certaines zones,
- la carte établie à partir de la base de données de la D.H.A (Direction de l'Hydraulique et de l'Assainissement) en sélectionnant toutes les mesures de niveaux datant de la période 1983-1992 et relatives à des points d'eau où l'estimation de la cote du sol peut-être considérée comme fiable, et en interpolant les niveaux piézométriques obtenus au moyen du logiciel Surfer (Golden Software Inc.).

La répartition géographique des données pose un réel problème, nous ne possédons aucune année pour laquelle les mesures de piézométrie sont distribuées sur toute la zone d'étude. Les figures 14, 15, 16 et 17 montrent que la répartition géographique des piézomètres disponibles se concentre toujours soit dans le nord (1964, 86, 87), soit près du lac et du Chari (7e FED). Nous discuterons de cette difficulté à rassembler des données à la fois synchrones et réparties géographiquement sur toute la zone lors de l'établissement de la carte piézométrique de référence (cf. III.4.).

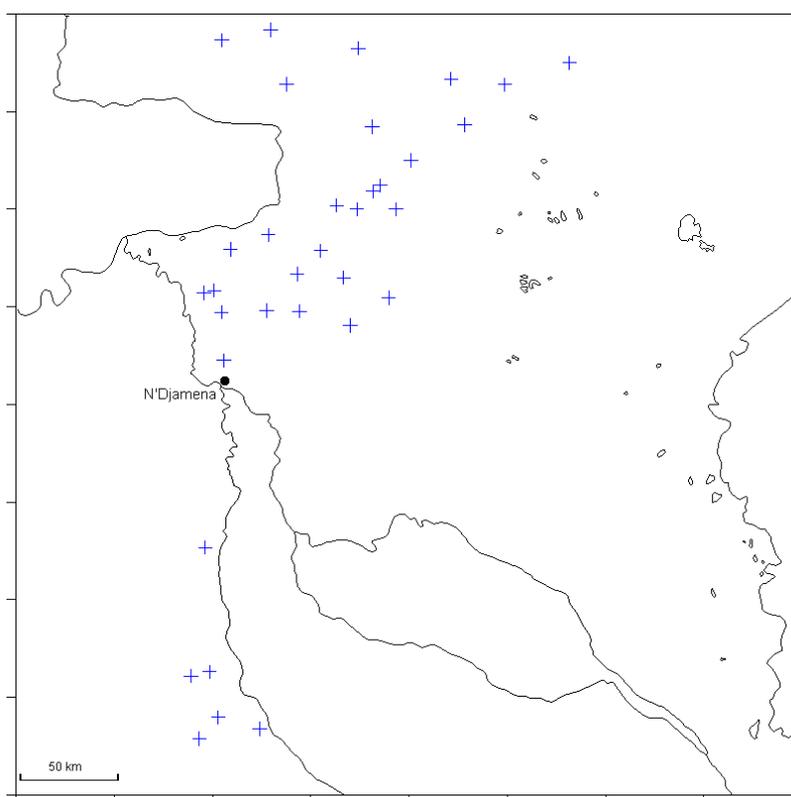


Figure 15 : répartition des points de mesures disponibles pour l'année 1964.

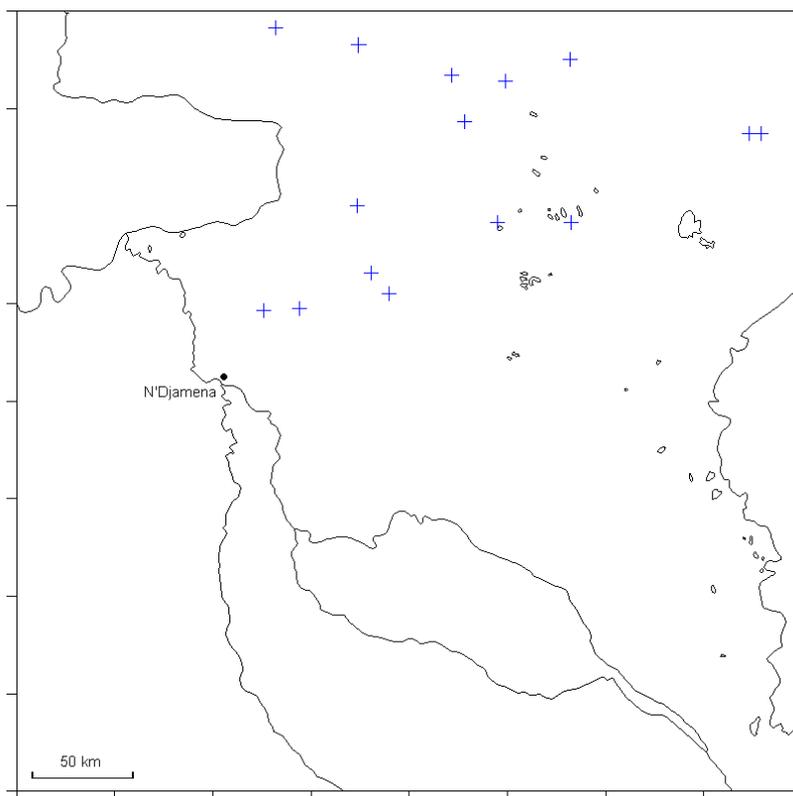


Figure 16 : répartition des points de mesures disponibles pour les années 1986-87.

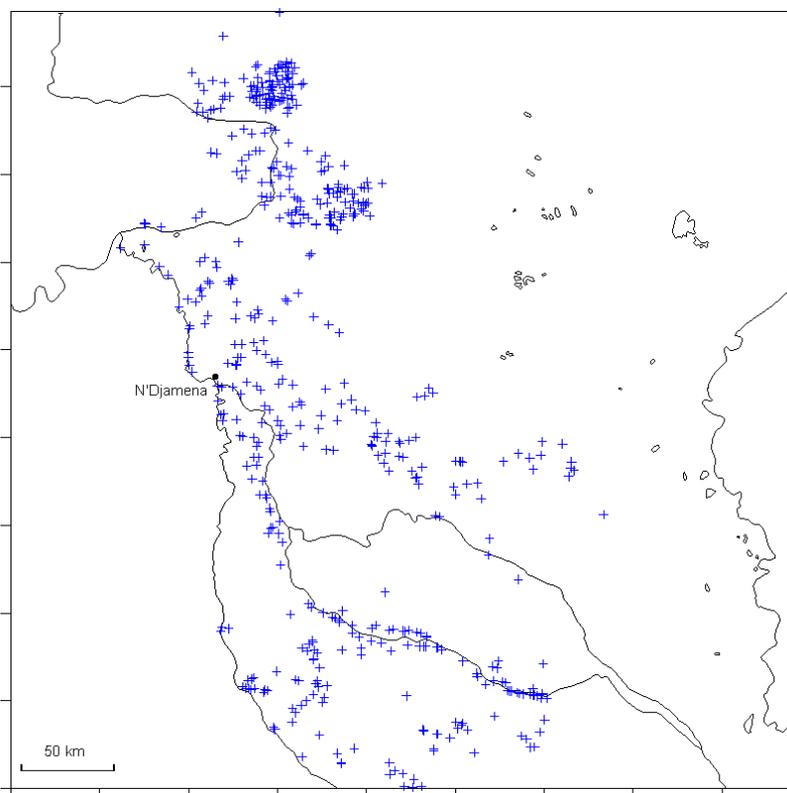


Figure 17 : répartition des points de mesures effectuées lors du 7<sup>e</sup> FED.

### III.2. Cartographie du mur des sables du Pléistocène Inférieur

Nous nous sommes efforcés de reconstituer la morphologie générale du mur des sables du Pléistocène afin d'estimer l'épaisseur de l'aquifère quaternaire. Le sommet de la puissante série argileuse du Pliocène, marquant une forte discontinuité avec les séries sablo-argileuses sus-jacentes, a été choisi comme étant le niveau lithologique le plus vraisemblable pour représenter le substratum de la nappe.

La carte proposée rassemble le plus grand nombre possible d'informations issues de l'interprétation de diagraphies (gamma-ray et résistivité), et de carottages, publiés par Schneider en 1992. Des forages du 7è FED ont également permis de préciser certaines zones et d'estimer une altitude maximale du mur. Nous avons largement consulté les coupes géologiques disponibles sur la zone (Servant 73 ; Schneider 1992) pour valider cette carte.

Le but n'est bien sûr pas d'appréhender les détails structuraux, mais plutôt d'obtenir une représentation globale fidèle, à l'échelle de la zone d'étude.

Nous avons finalement totalisé 44 points, répartis sur presque toute la zone d'étude (*figure 14*), dont nous avons estimé la cote absolue avec une précision inférieure à 5 m, compte tenu de l'incertitude sur la cote du sol (*cf. III.1.2.*) et de l'interprétation hasardeuse des profils stratigraphiques ou des diagraphies.

Après interpolation par krigeage, avec le logiciel Surfer3D (*Golden Software Inc.*), on obtient la carte ci-dessous (*Figure 18*). La surface du mur montre un pendage nord-est, extrêmement faible, d'environ 80 m sur 350 km, pour une cote de 200 m à Bol et de 280 m à Massalassef.

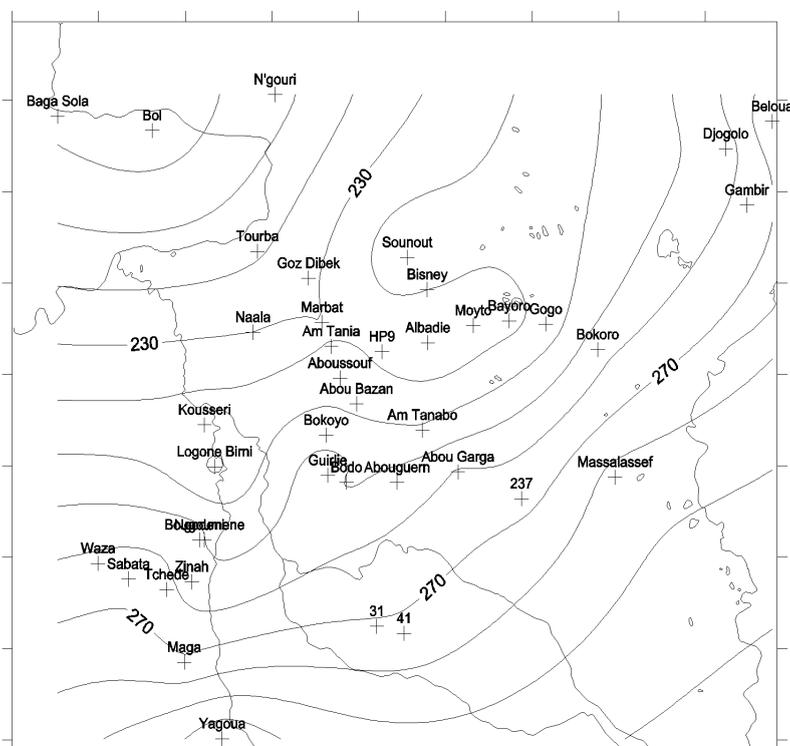


Figure 18 : carte 2D, interpolée par krigeage, du mur des sables du Pléistocène Inférieur et situation des points d'observation.

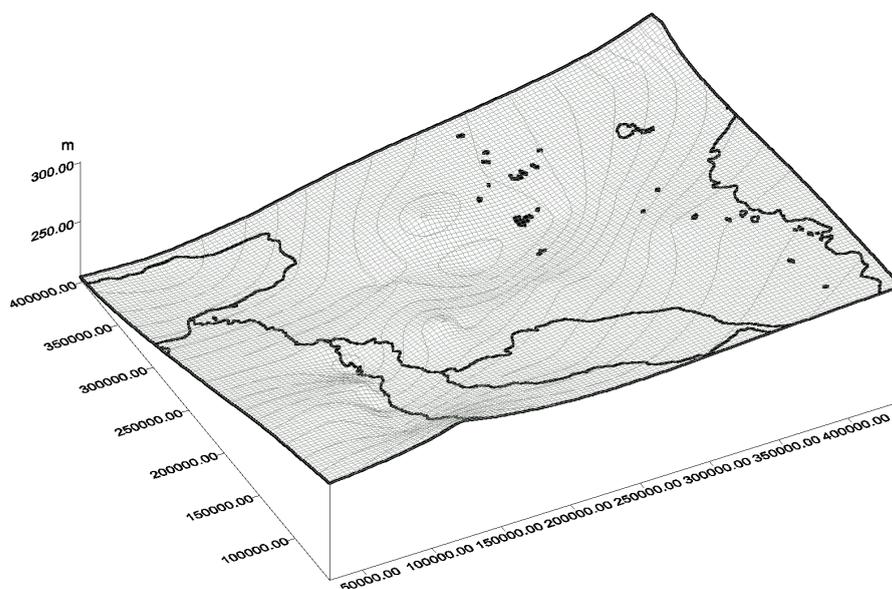


Figure 19 : carte 3D, interpolée par krigeage, du mur des sables du Pléistocène Inférieur.

### III.3. Cartographie du toit de l'aquifère quaternaire

Nous avons vu que pour l'exploitation de la plupart de nos données, il était primordial de connaître, même grossièrement, les altitudes absolues des points de mesure (*cf. III.2.1*). En effet, pour le calage, la modélisation nécessite la connaissance de la surface réelle de l'aquifère et non pas la profondeur de la nappe par rapport au sol.

Dans un premier temps, nous avons tenté d'utiliser le modèle digital global d'altitude GTOPO30 de l'USGS EROS Data Center ; mais pour une région sans fort relief comme le Chari Baguirmi, l'erreur absolue de 30 à 160 m rend ce modèle inadapté à nos besoins.

Finalement nous avons été contraints d'estimer le nivellement, en reconstituant une grille topographique par interpolation d'un maximum de points cotés, issus des cartes IGN aux 1/200000<sup>e</sup> et 1/1000000<sup>e</sup> et de points de mesures d'altitude connue (*figure 18*). Nous avons choisi comme méthode d'interpolation, le krigeage selon Surfer3D (*Golden Software Inc.*), afin de minimiser le poids des valeurs disparates.

L'erreur induite par cette méthode, testée sur des puits de cote connue, semble, selon les cas, ne pas dépasser 5 m environ ; ceci est en partie dû à la monotonie du terrain. Une telle incertitude biaise fortement les niveaux piézométriques proches du sol, mais au delà de 20m l'erreur relative devient acceptable à notre échelle d'étude et inférieure à 10 %. C'est pourquoi, nous considérerons avec prudence la signification des niveaux les plus proches de la surface.

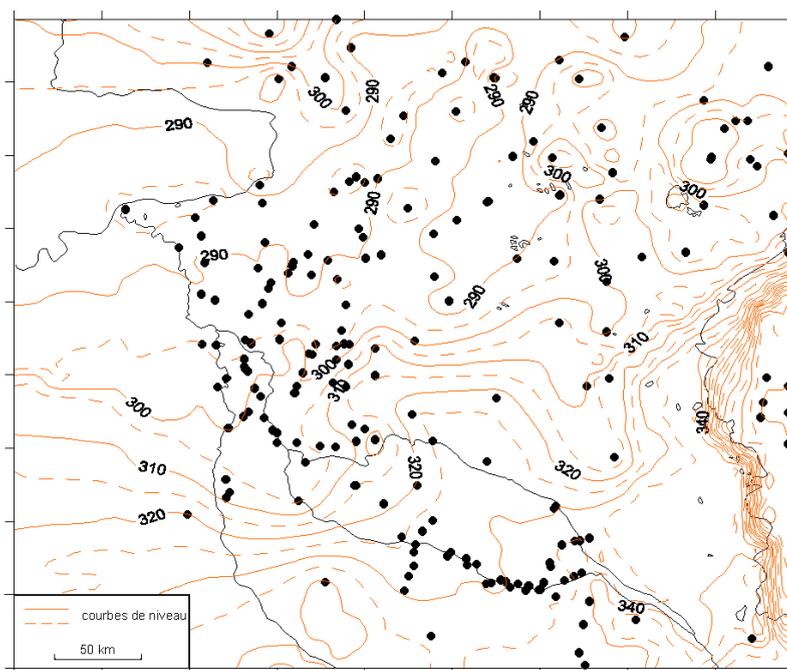


Figure 20 : carte topographique issue d'une interpolation par krigeage de points cotés (ronds noirs).

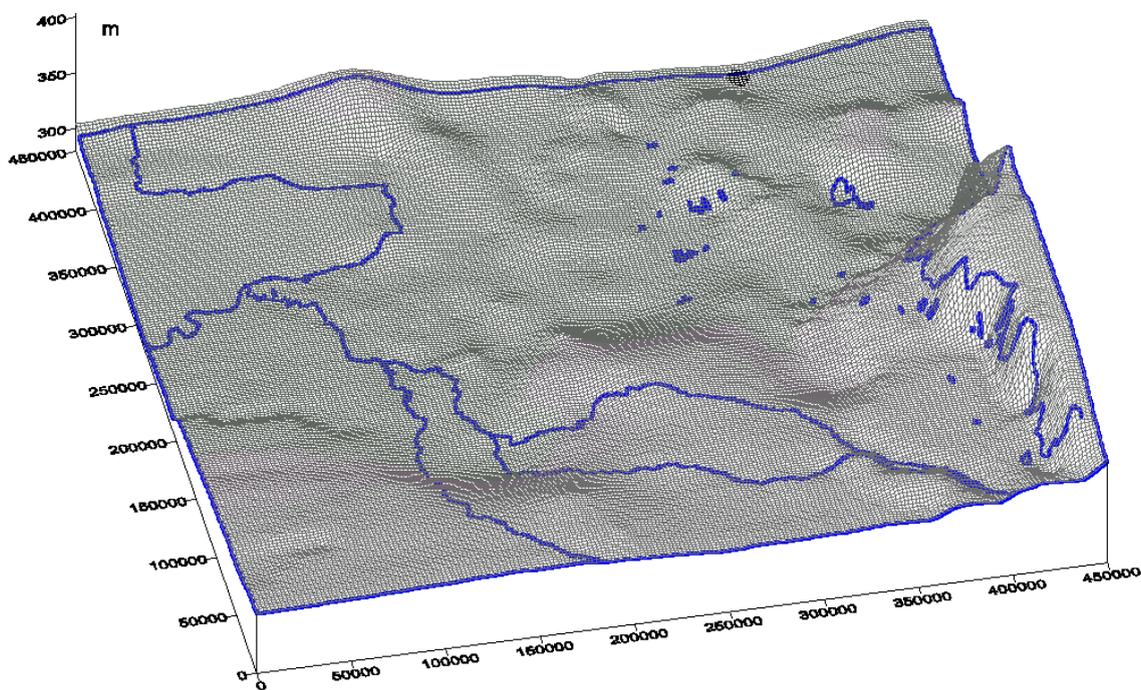


Figure 21 : carte topographique 3D issue d'une interpolation par krigeage de points cotés (cf Figure 20).

### III.4. Carte piézométrique de l'aquifère quaternaire

Plusieurs cartes synthétiques de la nappe phréatique mentionnant la piézométrie en altitude relative ou absolue ont été dressées (*cf. III.1.2.*). Pour réaliser le calage du modèle en état permanent, nous devons comparer les niveaux calculés aux niveaux observés à un instant donné. Naturellement, pour une meilleure représentativité, les zones où la piézométrie est bien renseignée auront plus d'importance que les zones interpolées.

C'est pourquoi, plutôt que d'utiliser une carte, où nous ne connaissons pas la fiabilité et la répartition spatiale de l'information, nous avons préféré élaborer notre propre piézométrie de référence, à partir des données que nous avons nous même sélectionnées. Ceci en tenant compte néanmoins des cartes précédentes, pour être parfaitement conscients des limites de la méthode, et donc de la pertinence du résultat dans notre interprétation.

#### III.4.1. Stabilité de la nappe

La première condition pour représenter un état piézométrique permanent, est de disposer de mesures synchrones, afin de s'affranchir des erreurs induites par l'évolution temporelle et spatiale du niveau statique et de sélectionner une piézométrie stable pendant une durée suffisante, fonction de la dynamique de l'aquifère.

Bien sûr, du fait de l'absence d'un réseau adapté à la surveillance de la nappe (*cf. III.1.2.*), nous ne possédons pas une information suffisante pour satisfaire une bonne répartition sur toute la zone d'étude des points de mesure, en concordance avec le maintien d'une unité temporelle.

Ainsi, nous avons voulu montrer si les fluctuations des niveaux de la nappe, mises en évidence par Schneider (1968) (*Figure 23*) et confirmées par l'ORSTOM (Chouret *et al.* 1977) (*Figure 24*), avaient un impact réel sur nos mesures interannuelles, ou bien si, au contraire, leurs amplitudes pouvaient s'inscrire dans l'intervalle de nos incertitudes piézométriques.

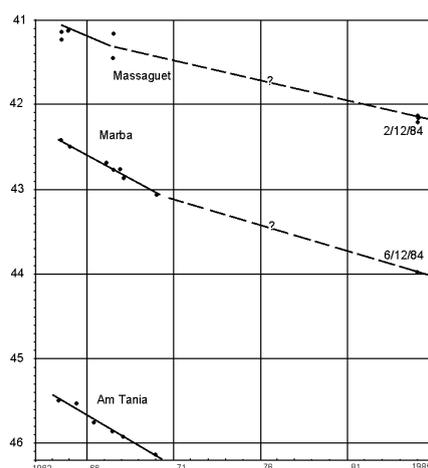


Figure 22 : variation du niveau statique de quelques puits du Chari Baguirmi pour la période 1963-1984 (d'après Bichara, Safi et Schneider 1989).

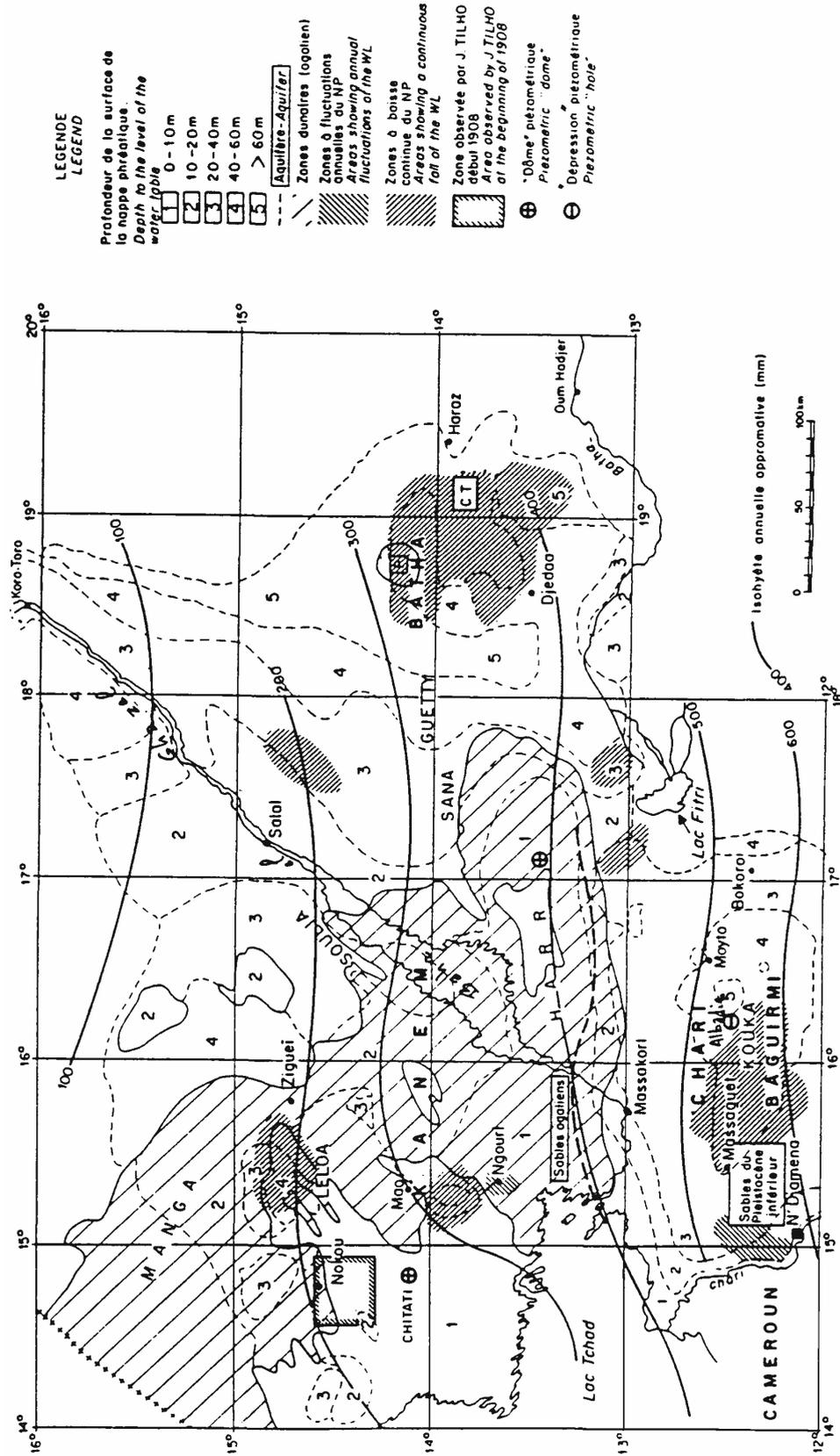


Figure 23 : variation du niveau de la nappe phréatique observée depuis 1963 (d'après Bonnet et Schneider 1968).

Bichara, Safi et Schneider (1989) constatent un approfondissement progressif naturel du plan d'eau plus ou moins marqué sur la durée d'observation 1963-1984 (Figure 22), avec une lacune de 1969 à 1984. Les ordres de grandeurs, interannuels ou annuels, déduits sont les suivants :

- « les fluctuations maximales de 40 cm sont observés dans les creux interdunaires de l'erg ancien du Kanem sous lesquels la nappe est à faible profondeur (Ngouri),
- au Chari Baguirmi, les hivernages provoquent une faible remontée d'environ 10 cm au nord de N'Djaména pour des profondeurs de moins de 30 m sous le sol, partout ailleurs les niveaux restent stables ou accusent une certaine baisse, »
- « Les baisses maximales atteignent 1,50 m au Kouka (0.06 m/an). »

L'origine de ces baisses serait à corrélérer au déficit pluviométrique sévissant depuis 1968 au Sahel.

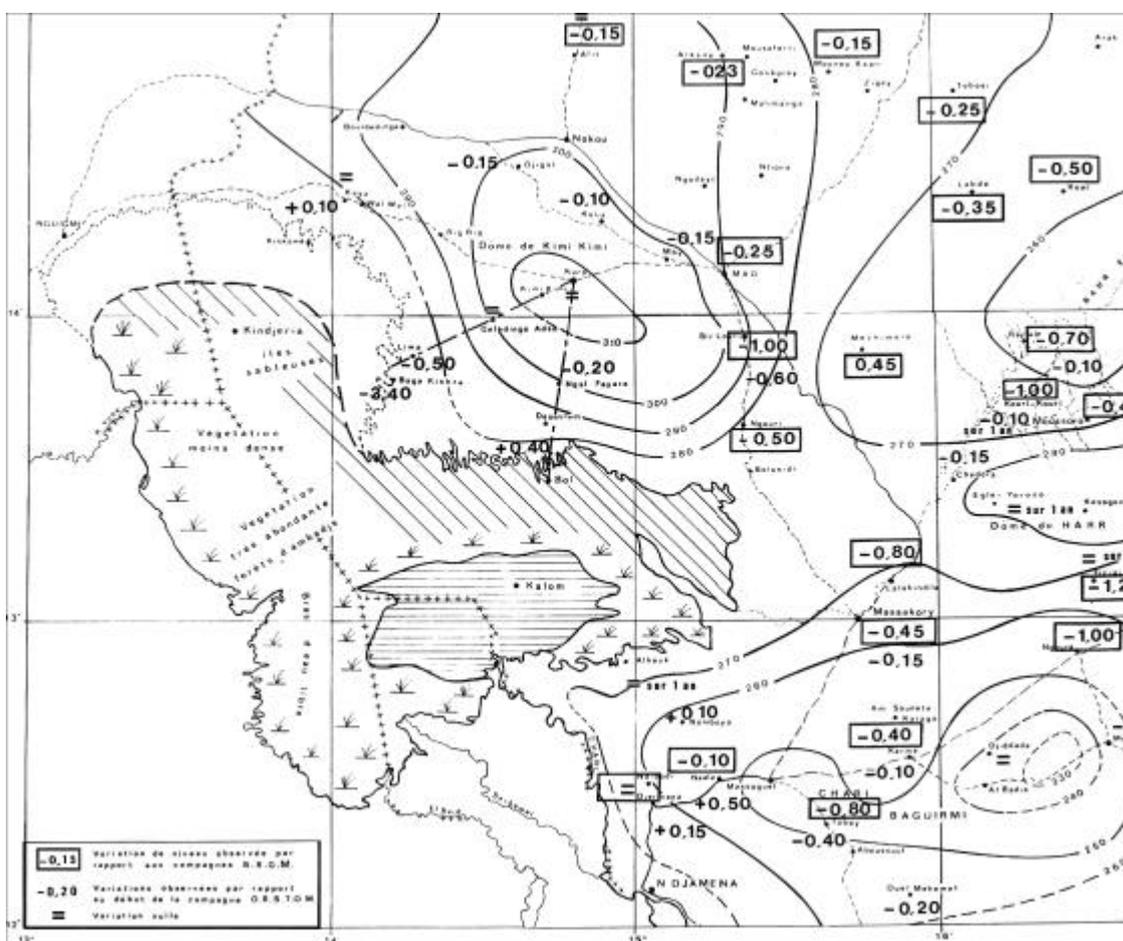


Figure 24 : carte (d'une partie de la zone d'étude) de la variation comparée du niveau piézométrique entre les campagnes du BRGM et de l'ORSTOM (Chouret et al. 1977)

Nous avons tenté de prolonger les conclusions de 1989, par des résultats plus récents.

Parmi toutes les données récoltées (*cf III.1.*), les chroniques suivies sur plusieurs années concernant un même point d'observation sont assez rares. Nous n'avons pu reconstituer l'évolution de la piézométrie qu'en huit points de la zone d'étude où les chroniques sont les plus complètes de 1963 à 1994 (*Figure 25*).

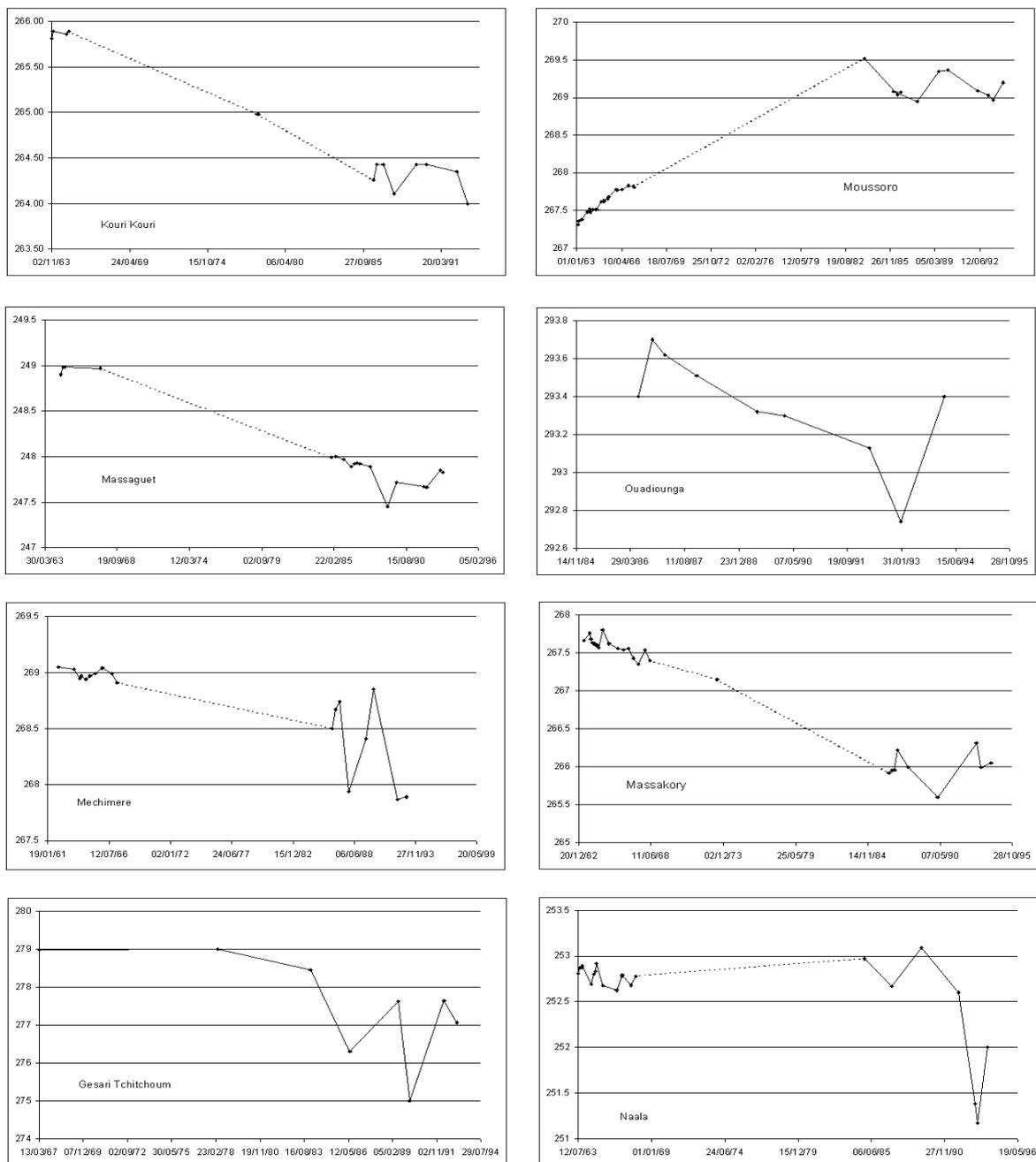


Figure 25 : évolution à long terme des 8 puits et forages du Chari Baguirmi ayant une chronique s'étalant sur au moins dix ans.

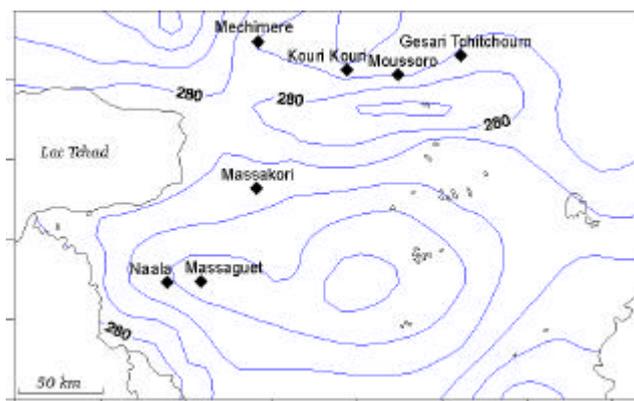


Figure 26 : situation des 8 puits et forages du Chari Baguirmi ayant une chronique s'étalant sur au moins dix ans.

En premier lieu, nous remarquons que l'amplitude des fluctuations à long terme ne dépasse jamais 2 m (Gesari Tchitchoum) et varie en moyenne de 1,25 m à 1,50 m. A première vue, de tels ordres de grandeur semblent faibles par rapport à l'incertitude sur les niveaux piézométrique mesurés disponibles (cf III.1.2.).

De plus, les observations à long terme doivent être replacées dans un contexte dynamique global, afin de savoir si elles sont représentatives d'un phénomène particulier ou bien d'une tendance générale. Par exemple, il semblerait qu'à Moussoro (Figure 25), un puits situé dans les ergs éoliens du Kanem, le niveau de la nappe monte depuis 1963. Parallèlement, le puits de Kouri Kouri, situé à proximité dans le Bahr el Ghazal, montre une tendance radicalement inverse.

Il est possible d'émettre les hypothèses suivantes :

- à Moussoro, l'infiltration favorisée par les dunes de sable du Kanem (cf. III.6.1.4.) pourrait être responsable d'une accumulation d'eaux souterraines à long terme,
- à Kouri Kouri, le Bahr el Ghazal pourrait être responsable d'une exfiltration préférentielle,
- des causes dues à la variabilité pluviométriques pourraient peut-être être évoquées.

Il n'est donc pas exclu que des causes extérieures rendent ces variations artificielles, comme par exemple, un ensablement régulier obligeant à rehausser la margelle et ceci sans prise en compte dans les mesures trop ponctuelles.

A moyen et court terme, des perturbations, vraisemblablement dues aux pompages, qui étaient faibles ou absentes avant 1963, atteignent à partir de 1986 des amplitudes de l'ordre de 50 cm (Massakory, Moussoro, Kouri Kouri et Massaguet) à plus de 1 m (Naala, Gesari Tchitchoum, Ouadiounga et Méchiméré) (Figure 25).

Les variations artificielles atteignent une amplitude équivalente à celle des variations naturelles à long et court terme.

Le principe même de l'échantillonnage et la méconnaissance du contexte hydrodynamique des puits ajoutent une incertitude sur la représentativité des observations et leur interprétation (Favreau *et al.* 2000).

En conclusion, il semble illusoire de s'attacher à des variations interannuelles de la nappe phréatique de l'ordre du mètre, alors que dans un même temps, notre incertitude sur la mesure est au moins égale. Nous pouvons en toute légitimité utiliser des mesures asynchrones, pour obtenir la meilleur couverture spatiale possible.

### III.4.2. Sélection des points d'observation pour la carte de référence

Nous nous sommes astreints à choisir l'année comportant la meilleure répartition géographique des points d'observation que nous avons ensuite complétés, dans les zones de faible densité de mesures, par des points issus d'autres campagnes.

Même si la carte obtenue n'est pas aussi détaillée que les cartes déjà existantes, nous savons où se situent les approximations et comment ont été obtenus les résultats.

Les données en notre possession montrent que l'année 1994 est spatialement la mieux renseignée, avec la campagne Hydroexpert de novembre qui a couvert l'ouest et le centre de la zone, et la campagne du 6 FED qui a couvert la partie nord en février (Figure 27). Dans les zones où la couverture de points est plus dense, nous avons le cas échéant, réalisé une sélection en fonction de la profondeur pour limiter la sensibilité aux perturbations (*cf.* III.3. et III.6.4.).

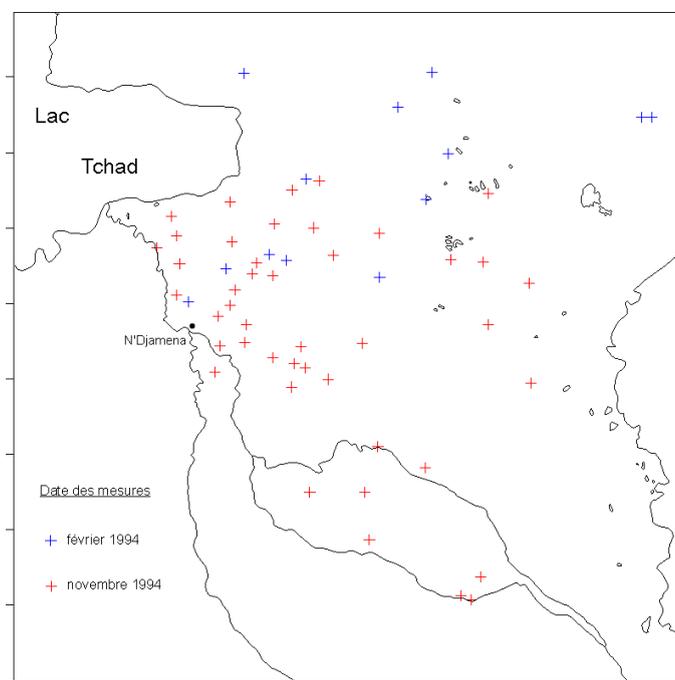


Figure 27 : répartition des points de mesures piézométriques pour l'année 1994.

Au final, nous avons donc utilisé un maximum de points en 1994, avec un complément issu des années 1967 à 1997 réparti comme suit :

Années	1967 à 1993	1994	1995	1996	1997	Total
Nb. de points de mesures	10	46	15	24	5	100

Tableau 5 : répartition des points de mesures utilisés pour l'élaboration de la carte piézométrique en fonction des années.

Les mesures ont été interpolées par krigeage au moyen du logiciel Surfer3D (*Golden Software Inc.*). La carte obtenue (*Figure 28*) est cohérente dans son ensemble, aux cartes déjà publiées. Notons l'émergence des dômes du Kimi Kimi et du Harr au nord, la dépression du Kouka, à plus de 50 m sous le sol, et celle du Bahr el Ghazal. Les gradients piézométriques semblent très faibles et en accord avec les valeurs antérieurement estimées à  $0,3$  à  $0,6 \cdot 10^{-8}$  (*CBLT 1973*).

Le manque d'information est surtout sensible dans la zone est. Au delà de Moussoro, Bokoro et Bouso, très peu de points permettent de guider l'interpolation qui trace des isopièzes très hypothétiques. Un calage approximatif de la simulation sur cette zone pourra donc être considéré comme satisfaisant puisque l'on ne connaît pas les niveaux réels.

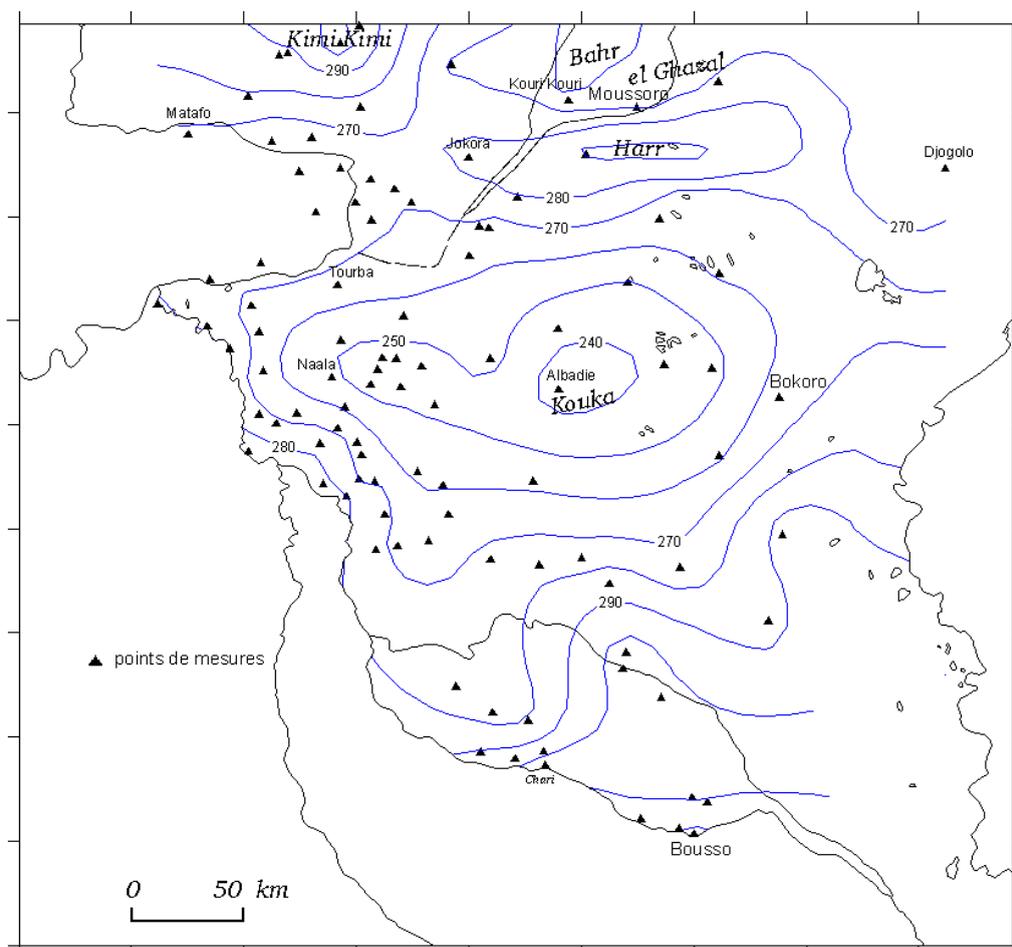


Figure 28 : carte piézométrique de référence au calage du modèle.

### III.5. Caractéristiques hydrodynamiques

#### III.5.1. Quelques valeurs publiées

Dans la littérature, les valeurs concernant les caractéristiques hydrodynamiques de la nappe quaternaire sont plutôt rares. J.L. Schneider (1992) propose des valeurs de perméabilité (Tableau 6) sur la base de pompages d'essais effectués sur des forages captant la nappe phréatique et il en déduit une moyenne de l'ordre de  $2.10^{-4}$  m/s. L'interprétation de ces valeurs doit tenir compte de l'hétérogénéité du milieu et du caractère ponctuel des essais.

Forage	Profondeur NS / sol	Date de l'essai	Transmissivité $m^2/s$	Débit spécifique $m^3/h/m$	Auteur	Perméabilité $m/s$
Am Tchokoro	22	26/04/63	$7.10^{-3}$	4,4	J.L. Schneider (63)	$4,7.10^{-4}$
Dapkaraye	51	27/04/63	$2,5.10^{-3}$	-	J.L. Schneider (63)	$1,4.10^{-4}$
Goz Dibek	55	13/11/69	$1,1.10^{-3}$	2,5	P.Schroeter et al (73)	$3,3.10^{-4}$
Massaguet	49	1963	$3,2.10^{-3}$	4,2	P.Schroeter et al (73)	$1,6.10^{-4}$
Abouguern	65	02/03/70	$5,8.10^{-3}$	8,5	P.Schroeter et al (73)	$6,5.10^{-4}$
Massakory	18,4	1957	$7.10^{-3}$	7,4	-	$4,7.10^{-4}$
Am Tania	44,5	1952	$3,2.10^{-3}$	6,1	-	$1,6.10^{-4}$
Bol	-	1963	$2.10^{-2}$	-	-	$2,25.10^{-4}$

Tableau 6 : exemples de valeurs de perméabilité et de transmissivité des sables du Pléistocène inférieur dans le bassin du lac Tchad.

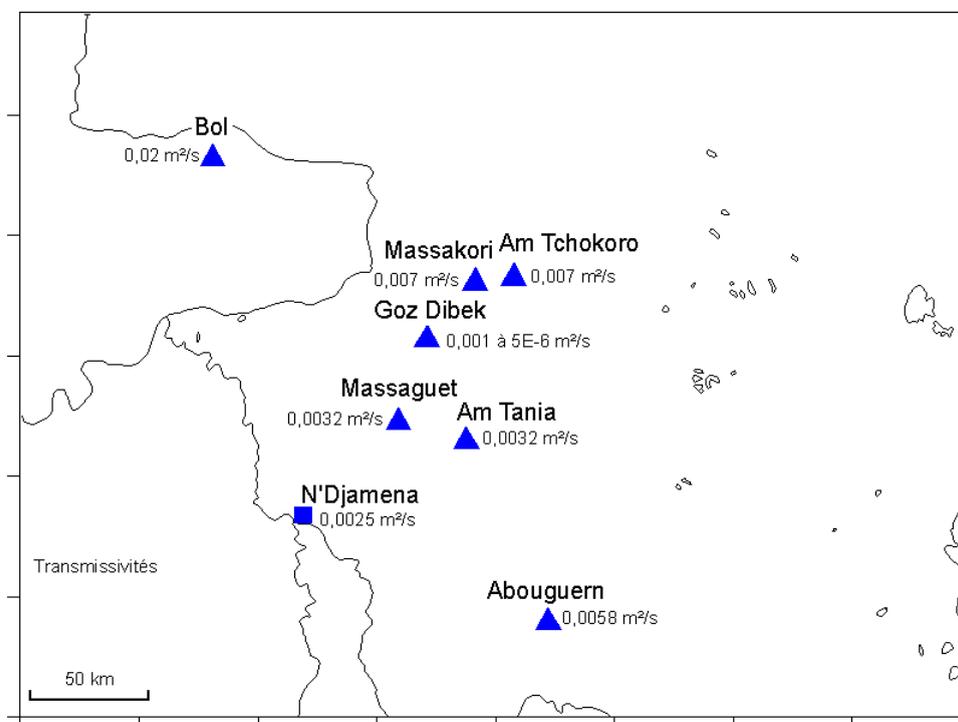


Figure 29 : localisation des points de mesure de transmissivités

L'étude de Bonnet et Schneider (1968), en rive droite du Chari à N'Djaména, a permis d'estimer la diffusivité hydraulique de l'aquifère en bordure du fleuve :

$$3.10^{-2} > \frac{T}{S} > 2.10^{-2} m^2 / s$$

Ce qui a conduit à admettre les ordres de grandeur suivants :

$$T=2,5.10^{-4} m^2/s \text{ pour } S=10^{-2}$$

$$T=1,25.10^{-3} m^2/s \text{ pour } S=5.10^{-2}$$

$$\text{et } T=2,5.10^{-3} m^2/s \text{ pour } S=0,1$$

Le rapport technique CBLT/PNUD/FAO (1973) fait état d'une transmissivité  $T=5.10^{-6} m^2/s$  pour un pompage d'essais réalisé à Goz Dibek.

On peut noter l'extrême variabilité de ces mesures avec par exemple, pour Goz Dibek,  $T=1,1.10^{-3} m^2/s$  et  $T=5.10^{-6} m^2/s$ , ce qui montre bien la représentativité très locale des valeurs. Bien sûr, nous ne connaissons pas les conditions de réalisation du pompage d'essai.

### III.5.2. Répartition des débits spécifiques

Exceptées les valeurs en nombre très restreint citées ci-dessus, les seules indications décrivant les caractéristiques hydrodynamiques du système que nous possédons sont les débits spécifiques mesurés lors de la campagne d'hydraulique villageoise du 7<sup>e</sup> FED.

Rappelons que ces débits sont forcément sous estimés, puisque les crépines sont placées systématiquement à 10 m sous le niveau statique et qu'il n'y a donc qu'une partie de l'aquifère qui est captée.

Sur les 601 forages, nous avons analysé les valeurs de débit spécifiques afin de connaître les classes les plus représentées (Figure 30).

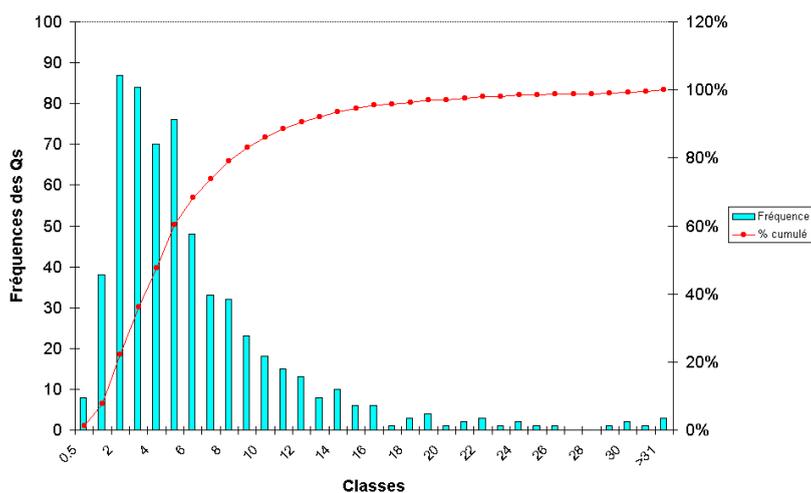


Figure 30 : fréquence relative et pourcentage cumulé des débits spécifiques mesurés en  $m^3/h/m$  lors de la campagne du 7è FED.

Près de 60% des débits spécifiques sont compris entre 1 et 6 m<sup>3</sup>/h/m, ce qui signifie que la fonction conductrice globale de l'aquifère quaternaire est plutôt moyenne dans la zone prospectée. Les classes ]2-3], ]3-4], ]4-5] et ]5-6] sont les plus représentées.

Nous avons alors réalisé 5 classes avec un nombre d'individus équivalent que nous avons ensuite positionnés sur une carte.

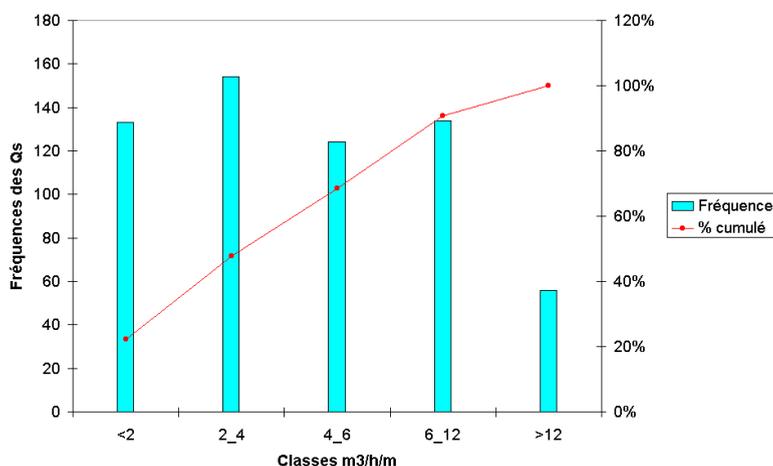


Figure 31 : classes avec un nombre d'individus équivalent de débits spécifiques mesurés lors de la campagne du 7<sup>e</sup>FED.

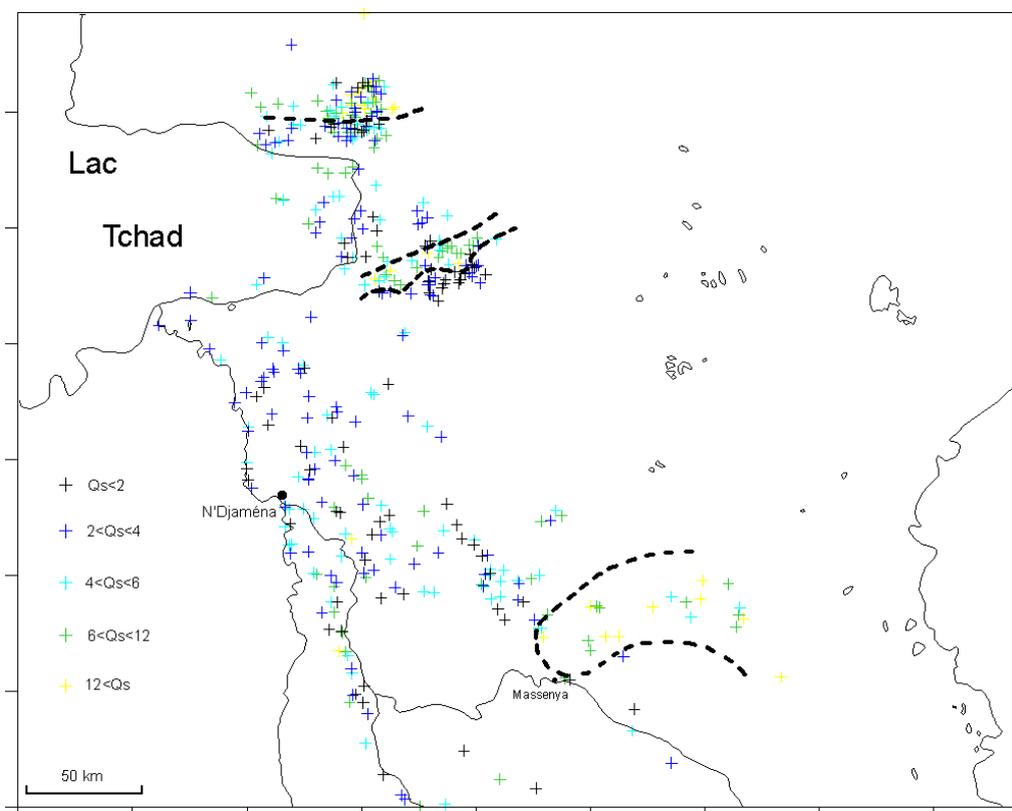


Figure 32 : répartition des débits spécifiques mesurés lors de la campagne du 7<sup>e</sup> FED.

La carte (*Figure 32*), montre une répartition des débits spécifiques extrêmement hétérogène, conséquence logique de la nature interstratifiée de l'aquifère.

Toutefois, quelques zones à débits spécifiques plus importants semblent se distinguer, au nord est de Massenya et dans le prolongement ouest du lac. Seule une répartition des valeurs krigées laisse apparaître des zones un peu plus identifiées que nous avons utilisées pour l'élaboration de la carte des transmissivités (*Figure 34*).

Nous insistons sur le fait que ces résultats ne représentent que des ordres de grandeur, ne révélant que des tendances potentiellement exploitables pour étayer une hypothèse.

### III.5.3. Débits spécifiques et transmissivité

Une courbe expérimentale établissant la relation entre les débits spécifiques et la transmissivité dans l'aquifère nous a été transmise par le laboratoire d'hydrogéologie d'Avignon. Cette courbe a été établie en associant des transmissivités établies sur le terrain lors d'essais de pompes aux différents débits spécifiques mesurés selon l'équation :

$$Q = 2p.T. \frac{s}{\ln \frac{R}{r}} \quad (\text{équation de Dupuit})$$

avec :

R : rayon d'action en m

r : rayon de captage en m

T : transmissivité en m<sup>2</sup>/s

s : rabattement en m

sachant que :  $Qs = \frac{Q}{s}$  (m<sup>3</sup>/s/m)

on a :  $T = 0.0366.Qs. \log \frac{R}{r}$  (m<sup>2</sup>/s)

Nous avons alors associé aux débits spécifiques une valeur de transmissivité dont l'interpolation par krigeage (*Surfer3D, Golden Software*), donne la Figure 34.

A l'hétérogénéité spatiale des débits spécifiques, s'ajoutent les approximations faites par la courbe de correspondance, c'est pourquoi nous avons pris des intervalles de valeur relativement grands.

On distingue sur cette carte, de nouvelles zones à transmissivité plus faible qui n'apparaissent pas sur la Figure 32 (*cf. III.5.2.*). Dans la dépression, nous n'avons pas d'information, les transmissivités obtenues ne sont que la conséquence de l'interpolation de points très éloignés et n'ont donc aucune signification. Globalement, les valeurs rassemblées au chapitre *III.5.1.* se superposent à nos résultats, même si comme à Bol ou à Massakori elles sont dix fois plus fortes.





### III.5.7. En conclusion

Il faut garder en mémoire la nature hétérogène, à lentilles interstratifiées de sable et d'argile, de l'aquifère pour comprendre le problème que pose la définition de vastes zones de perméabilité moyenne à l'aide de mesures dont la représentativité n'est que très locale.

Tout au plus, cette étude nous permet d'approcher un intervalle de variation au delà duquel il ne nous est plus possible de justifier concrètement, sur le terrain, les valeurs des paramètres du modèle.

### III.6. Bilan hydrique

#### III.6.1. Entrées du système

##### III.6.1.1. Relation entre la nappe et le Chari

Le Chari possède un régime tropical, principalement acquis dans sa partie amont en République Centrafricaine (*cf. II.2.2.*). Il traverse ensuite la zone sahélienne pour aller alimenter le lac Tchad.

Les débits moyens mensuels du Chari atteignent leur maximum en Octobre, vers la fin de la saison des pluies (*Tableau 7*). Une fluctuation du niveau de la nappe, atteignant un maximum en Novembre, peut être mise en évidence par les observations piézométriques en proche bordure des rives du fleuve, témoin d'une interaction (*Figure 36*).

Pourtant, l'influence dynamique sur la nappe n'est observable qu'à quelques centaines de mètres des berges (*Figure 36*) (*Chouret et al. 1977*). Au delà, il n'y a plus de variations décelables en partie à cause du colmatage des berges, de la mauvaise perméabilité des couches aquifères et de leur hétérogénéité verticale et horizontale (*UNESCO 1972*).

Années	Mai	Juin	Juillet	Août	Sept.	Oct.	Nov.	Déc.	Janv.	Fév.	Mars	Avril	Modules
<b>1963-64</b>	424	460	615	1700	3130	3610	2980	1510	777	458	261	176	1340
<b>1964-65</b>	230	288	589	1390	2520	3580	3870	2280	994	566	323	213	1410
<b>1965-66</b>	186	237	590	1190	2190	2540	2170	904	442	266	148	96	916
<b>1966-67</b>	160	327	623	1190	2150	3070	2560	1470	645	365	220	130	1080
<b>1967-68</b>	115	-	466	1160	2300	3380	3590	1700	-	400	-	-	1030
<b>1968-69</b>	162	269	702	1500	2380	2690	2230	1050	536	312	217	216	1020
<b>1969-70</b>	159	276	601	1360	2260	2790	2550	1400	630	365	199	132	1060

Tableau 7 : débits moyens mensuels et annuels en  $m^3/s$  du Chari à N'Djaména entre 1963 et 1970 (*Olivry et al.1996*)

Années	Modules	Années	Modules	Années	Modules
<b>1971-72</b>	969	<b>1979-80</b>	600	<b>1987-88</b>	301
<b>1972-73</b>	539	<b>1980-81</b>	730	<b>1988-89</b>	903
<b>1973-74</b>	574	<b>1981-82</b>	724	<b>1989-90</b>	508
<b>1974-75</b>	968	<b>1982-83</b>	670	<b>1990-91</b>	370
<b>1975-76</b>	1160	<b>1983-84</b>	533	<b>1991-92</b>	620
<b>1976-77</b>	907	<b>1984-85</b>	214	<b>1992-93</b>	653
<b>1977-78</b>	781	<b>1985-86</b>	543	<b>1993-94</b>	480
<b>1978-79</b>	962	<b>1986-87</b>	483	<b>1994-95</b>	660

Tableau 8 : débits moyens annuels en  $m^3/s$  du Chari à N'Djaména entre 1971 et 1995

En soutenant le niveau de la nappe tout au long de son cours, le Chari constitue une limite à potentiel imposé, créant un gradient hydraulique permanent vers l'aquifère (CBLT 1973), dont le flux devient très vite inférieur à l'exfiltration au fur et à mesure que l'on s'éloigne du fleuve.

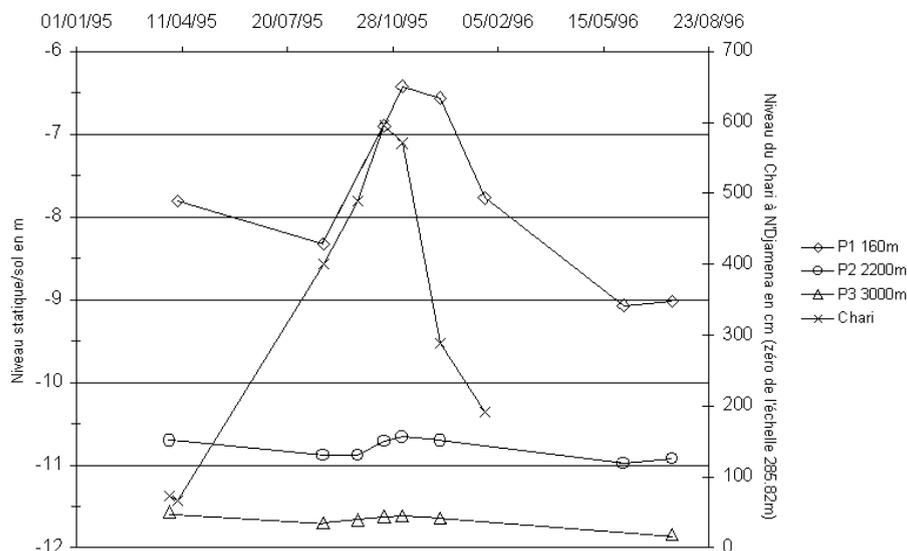


Figure 36 : atténuation du signal de crue du Chari dans la nappe quaternaire.

Les puits P1, P2, P3 sont situés respectivement à 160m, 2200m et 3000m des berges du Chari à N'Djamena (données thèse Djoret 2000).

Pour la période 1932-1967, le module interannuel des débits du Chari avait été estimé à  $1260 \text{ m}^3/\text{s}$ . En conséquence de l'appauvrissement de la pluviométrie depuis 1968, ce même module passe à  $770 \text{ m}^3/\text{s}$  pour 1967-1989 (22 ans), soit 60% de la période précédente (Tableau 7-Tableau 8).

L'appauvrissement de l'hydraulicité du Chari ne semble pas, d'après les observations, avoir eu une quelconque répercussion significative sur la fluctuation de la nappe durant cette période. Ceci confirme l'influence extrêmement restreinte du fleuve sur le niveau global de la nappe et n'entrave pas la légitimité de l'utilisation des mesures piézométriques anciennes, pour l'obtention d'une image représentative de la nappe actuelle. Dans les échanges nappe-rivière, plus que les débits du Chari, ce sont les hauteurs qui comptent. Pour l'année 1995-96 les hauteurs varient de 60 cm en Avril à 600 cm en Octobre à N'Djaména. Nous n'avons pas de moyennes sur plusieurs années.

### III.6.1.2. Relation entre la nappe et le lac Tchad

Le lac, situé au cœur de la cuvette tchadienne, est en position perchée au dessus de la nappe phréatique dont le niveau se raccorde au littoral à une cote légèrement supérieure à 279 m en 1994 (Olivry et al. 1996). Schneider (1968) avance que la présence d'une « gouttière » piézométrique, dont le niveau est inférieur de quelques mètres à celui du lac, crée un gradient orienté vers l'intérieur des terres sur tout le pourtour du lac. D'après l'observation de la carte piézométrique, ceci semble au moins vrai pour la portion de littoral de Bol au Chari.

La morphologie actuelle de la nappe est à rattacher au fait que son alimentation s'est réalisée au cours d'une alternance de périodes arides et humides, qui se sont traduites par plusieurs transgressions et régressions lacustres (*UNESCO 1972*). Les études isotopiques semblent montrer que depuis la dernière phase humide, les eaux de pluie seraient en partie à l'origine des structures hydriques actuellement observables (*Roche 1980*). Sur toute l'épaisseur de la nappe, ces eaux se mélangent en proportion décroissante vers la profondeur, avec des eaux plus évaporées et plus anciennes.

Bien que dans la partie supérieure de la nappe, les gradients hydrauliques soient favorables à l'alimentation par les eaux du lac dans notre zone d'étude, une recharge massive, pourtant antérieurement admise, n'est plus envisageable compte tenu de la répartition des teneurs en  $\delta^{18}\text{O}$  qui montrent l'absence de signature des eaux lacustres à proximité du littoral (*Chouret et al. 1977*).

Les courbes d'isoconductivité se répartissent parallèlement au rivage lacustre. En s'éloignant du lac, les eaux deviennent moins minéralisées. L'ensemble des observations réalisées sur la bordure tend à prouver que le lac Tchad joue un rôle très discret, sinon négligeable, sur l'alimentation de la nappe (*Roche 1973, Chouret et al. 1977*). Le transfert des sels du lac vers la nappe se ferait par relais sec : abandons superficiels sur les bordures et dans les interdunes. Le transit de ces derniers jusqu'à l'aquifère est assuré par des eaux météoriques. Ce processus est important pour la régulation saline du lac (*Maglione 1974*).

A l'instar du Chari, les variations saisonnières du niveau du lac, qui sont de l'ordre de 1 m, n'ont pas de répercussion sur la nappe sauf sur une étroite bande côtière (*Chouret et al. 1977*). De même, nous allons considérer le lac comme une limite de potentiel à la nappe.

#### *III.6.1.3. Cours d'eau temporaires : le Bahr Erguig et le Batha de Laïri*

En période de moyennes et hautes eaux, le Bahr Erguig est un défluent du Chari en amont de Miltou et un affluent en aval de Mogroum. Les débits moyens maximaux sont estimés à  $650 \text{ m}^3/\text{s}$  lors des crues d'octobre et surtout de novembre.

Le Batha de Laï ri est quant à lui alimenté par plusieurs *oueds* provenant de la partie occidentale du Guéra. Après un cours bien marqué, il donne naissance à de nombreuses ramifications au delà de  $12^\circ\text{N}$ . Nous ne possédons aucune information quantitative sur ses écoulements et notamment la répartition des pertes entre évaporation et recharge de nappe.

Il n'est pas exclu que la nappe puisse être influencée par le Bahr Erguig et le Batha de Laï ri en période de hautes eaux, mais nous ne pouvons pas estimer dans quelles proportions.

#### *III.6.1.4. L'infiltration*

Nous avons décrit, aux chapitres *II.1.* et *II.2.*, certaines particularités de la zone sahélienne. Nous avons évoqué la forte variabilité spatio-temporelle des précipitations et l'évapotranspiration potentielle très élevée. Il est important de noter qu'au Sahel, l'intensité et la distribution des pluies ont plus d'impact sur le ruissellement que le total annuel. Ainsi, à cumul annuel égal, une année où les pluies auront été plus intenses et plus localisées provoquera un ruissellement plus important vers les bas fonds, engendrant une infiltration indirecte très localisée (mares, oueds) (*Desconnets et al. 1997*). Cependant, l'infiltration peut également se produire directement sur l'ensemble du paysage, mais ce mécanisme est d'autant plus rare que le climat est aride, du fait de la forte évapotranspiration (*Leduc et al. 1996*).

Dans notre zone, les apports météoriques permettent des réalimentations de secteurs de nappe, particulièrement pendant les années très pluvieuses et en milieu dunaire (*Roche 1980*). La carte (*Figure 37*) confirme cette tendance en montrant une large proportion de sols imperméables ou peu perméables, contrastant avec les dunes du Harr au nord. Ce large cordon de sables éoliens est considéré comme un système dont la haute porosité est propice à l'infiltration et réfractaire à l'évaporation des eaux pluviales. Les eaux pénètrent facilement dans la matrice sableuse grossière, alors que les pores trop larges, ne permettent pas l'amorçage des colonnes capillaires, essentiel à la remontée de l'eau profonde (*Diencer et al. 1974*). Pour une pluviosité de 325 à 250 mm/an, les sables seraient directement responsables de l'existence des dômes piézométriques et de la stabilité du niveau qui tend à s'établir parallèlement à la topographie générale. Diencer et al. précisent cependant que ce phénomène est extrêmement dépendant des facteurs physiques tels que la taille des grains, la pluviométrie ou la position initiale du front d'évaporation avant la pluie. La quantification de la recharge au travers d'un tel système n'est pas actuellement envisageable pour notre zone. Simplement, une pluie moyenne annuelle supérieure à 50 mm est susceptible de générer une infiltration au travers des dunes (*Diencer et al. 1974*).

Dans les autres parties de la zone, les données isotopiques (*Chouret et al. 1977*) indiquent que les réserves qui contiennent une composante ancienne, n'ont pas été intégralement renouvelées par la recharge récente. L'existence d'une réserve d'eau ancienne peut être en partie héritée du dernier épisode pluvial, ou des hauts niveaux du lac régnant voilà 7000 à 6000 ans (*cf. II.3.*).

Parallèlement, une zone de renouvellement présente à la partie supérieure de l'aquifère, sous forme d'une tranche d'eau d'épaisseur variable, serait probablement d'origine météorique dans la zone du Chari Baguirmi et fluviale dans l'axe de la vallée du Chari.

En conclusion, une infiltration diffuse serait présente mais très hétérogène selon les régimes pluviométriques annuels et une recharge préférentielle pourrait avoir lieu à travers l'erg du Kanem et aux abords du Chari. Malheureusement, nous ne sommes pas en mesure de quantifier ces flux, mais la connaissance de leur existence est importante pour la modélisation.

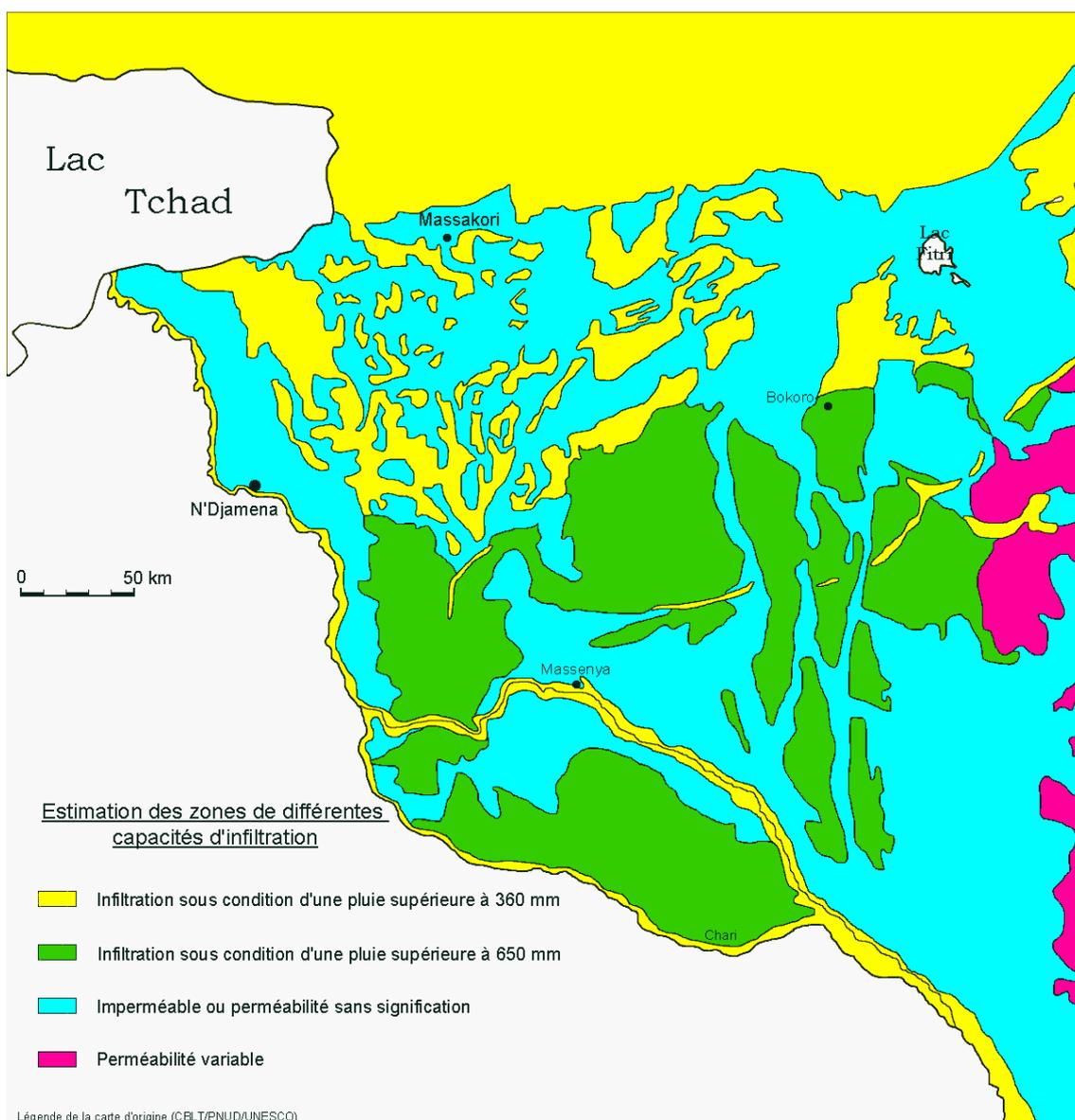


Figure 37 : estimation des zones de différentes capacités d'infiltration.

Réalisée d'après la Synthèse hydrologique du bassin du lac Tchad (CBLT/PNUD/UNESCO 1966-1968).

### III.6.1.5. L'irrigation

Le secteur horticole, bien développé à la périphérie des centres urbains ou dans des bas-fonds (avec des cultures maraîchères et fruitières) exploite principalement les eaux de surface en puisant ou en pompant directement dans les cours d'eau.

La consommation en eau d'irrigation varie selon les cultures de 40 à 90 m<sup>3</sup>/j/ha, pouvant se limiter à deux arrosages par semaine, soit de 4 000 à 9 000 m<sup>3</sup>/an/ha (Mott Mac Donald International et al. 1992).

Dans l'état actuel des choses, l'estimation quantitative de l'irrigation est extrêmement difficile à réaliser. Aux abords du Logone les infrastructures fonctionnent et profitent aux cultures sur les alluvions imperméables, certainement sans réelle conséquence sur l'infiltration vers la nappe.

Autour du lac, lors des niveaux bas actuels, les stations construites auparavant sont à sec, puisque l'eau s'est désormais retirée à plusieurs kilomètres. Dans ces conditions, l'impact aussi bien sur l'hydrologie de surface (pompages) que sur l'hydrogéologie (infiltration), ne peut être que minime.

A notre échelle de travail, devant les faibles volumes mis en jeu d'une part, et la modestie des périmètres irrigués d'autre part, il a été estimé que l'irrigation ne représente pas un facteur essentiel dans le fonctionnement dynamique de la nappe.

### III.6.2. Sorties du système

#### III.6.2.1. Estimation de l'évaporation

Comme nous l'avons souligné précédemment, la zone sahélienne, soumise à une forte évaporation potentielle impose à l'eau d'imbibition des terrains supérieurs une forte reprise par exfiltration, mais aussi par évapotranspiration durant la longue saison sèche suivant l'hivernage. Certaines valeurs d'évaporation ont été estimées pour des nappes sahéliennes et au Niger (*Favreau 2000*), par exemple, des chiffres de 1 à 10 mm/an ont été avancés selon les aquifères et les profondeurs des niveaux statiques (*Leduc et al. 1996, 1998 ; Aranyossy et al. 1992*)

Pour la nappe quaternaire du Chari Baguirmi, nous avons tenté d'estimer les flux évaporatoires théoriquement admissibles pour une nappe libre, à l'aide de l'expression établie par A. Coudrain-Ribstein et al. (*1997*) à partir des profondeurs piézométriques de la nappe :

$$q = 71,9z^{-1,49}$$

avec :

q : flux évaporé en mm/an

z : profondeur de la nappe sous le sol en m

Notons que ces flux sont indépendants de la nature des sols, pour des succions de plus de 1000 m (zone sahélienne).

Nous utilisons cette formule car elle a pour avantage de ne pas faire intervenir de paramètres décrivant le milieu, courants dans d'autres équations, comme par exemple la porosité totale ou le coefficient de tortuosité du sol, que nous ne pourrions pas quantifier (*Pouyaud 1986*).

Prof.m	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60
q mm/an	6.54	2.33	1.27	0.83	0.59	0.45	0.36	0.29	0.25	0.21	0.18	0.16

Tableau 9 : estimation des flux évaporatoires en fonction de la profondeur du niveau piézométrique obtenus par la formule de A. Coudrain-Ribstein et al. 1997.

Ces valeurs d'évaporation seront considérées en fonction de la profondeur estimée des différentes mailles du modèle hydrodynamique de la dépression.

En parallèle au simple flux évaporatoire, la transpiration est un facteur supplémentaire d'exfiltration à partir de la nappe. En milieu semi-aride, de nombreuses études font état d'espèces arborées pouvant

extraire l'eau de la nappe à plusieurs dizaines de mètres de profondeur (*e.g. Boscia sp.*, 68 m, *Acacia sp.*, 60 m, *Prosopis sp.*, 53 m, in *Canadell et al. 1996*). Les études menées en climat semi-aride montrent que la sollicitation des eaux de la nappe est fonction de l'espèce, de la disponibilité en eau dans le sol, et surtout de la profondeur à la zone saturée (*George et al. 1999*).

Nous avons montré que les espèces arborées n'étaient pas rares dans la zone de la dépression (*cf. II.2.3.*), ce qui signifie que les valeurs obtenues par la formule de Coudrain-Ribstein pourraient, le cas échéant, représenter des évaporations minimales.

### III.6.2.2. Prélèvements anthropiques (domestiques et pastoraux)

La région est en constante croissance démographique ce qui implique une augmentation des besoins en eau. Il faut également tenir compte de la croissance du cheptel, impossible à recenser.

En 1973, le rapport CBLT/PNUD/FAO estime les prélèvements artificiels maximaux dans la nappe phréatique en fonction des besoins des populations humaines et animales, sans tenir compte de la part des besoins satisfaite par les eaux de surface :

- besoins de la population : 7,3 m<sup>3</sup>/an (ou 20 l/jour) par personne,
  - besoins du bétail : 14,6 m<sup>3</sup> par an (ou 40 l/jour) par UB (Unité Bétail ou unité de cheptel),
- soit, dans le Chari Baguirmi en 1973, pour 0,6.10<sup>6</sup> habitants et 10<sup>6</sup> UB, une consommation de 19.10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>/an.

Cette situation est probablement surestimée, car il est connu qu'en saison sèche et en zone sahélienne, une unité de cheptel ne reçoit pas 40 l mais plutôt 15 l et, avec la participation des eaux de surface, une valeur réduite au moins de moitié serait plus proche de la réalité, soit environ 8 à 9 millions de m<sup>3</sup> par an.

La région de plaine située en rive droite du Logone et en périphérie du lac Tchad a fait l'objet d'une intense activité de creusement de puits et de forage et encore récemment lors des campagnes du 7<sup>e</sup> FED (*Figure 17*).

Les prélèvements pour l'alimentation de la ville de N'Djaména étaient de l'ordre de 8,2 millions de m<sup>3</sup> en 1995. Parallèlement, les prélèvements plus diffus pour l'alimentation des populations villageoises et du bétail sont estimés, à raison de 720 ouvrages exploités, à 1,3 million de m<sup>3</sup>/an (*Bonnet 1995, selon les ouvrages recensés au Bureau de l'Eau pour un débit de 5 m<sup>3</sup>/jour*). De nombreux points d'eau traditionnels existent avec une durée possible d'utilisation le plus souvent réduite à six ou huit mois de l'année suivant les conditions pluviométriques (*FAO 1989-1994*).

Vraisemblablement on peut penser que, à l'inverse des prélèvements villageois diffus, seuls les prélèvements pour l'AEP de N'Djaména, importants et centralisés, pourraient provoquer une influence visible sur la nappe.

### III.6.2.3. Conclusion

Nous sommes dans une situation où la connaissance des paramètres de la recharge (infiltration, évaporation, évapotranspiration, prélèvements) nous échappe en grande partie.

Néanmoins la morphologie de la piézométrie de la nappe peut nous guider dans la connaissance des zones de recharge ou d'évaporation, sachant que l'expérience acquise par l'étude d'autres aquifères d'origine fluviolacustre sahéliens (*e.g. Aranyossy et al. 1993 ; Favreau 2000*) nous montre que les creux et dômes piézométriques peuvent être :

- la conséquence d'une recharge hétérogène,
- la conséquence d'une redistribution hétérogène des perméabilités si la recharge est uniforme.

Puisque dans le modèle nous n'introduisons qu'un seul paramètre d'infiltration, bilan entre les différents paramètres de la recharge, l'importance relative à chaque facteur importe peu.

Les calculs réalisés à partir des mesures de terrain, ne peuvent qu'indiquer les limites au delà desquelles les valeurs n'appartiendraient plus à un domaine véritablement observable.

Nous avons montré précédemment (*cf III.5.4.*) que les perméabilités étaient certainement très hétérogènes. Nous choisissons donc d'imposer dans la modélisation, des zones de recharge nette négative dans les dépressions et des zones positives au niveau des dômes dans des proportions admises par les calculs ci-dessus.

## **IV. Modélisation hydrodynamique**

### **IV.1. Le modèle**

#### IV.1.1. Objectifs

Nous avons décrit au chapitre *II.3.* la singularité des phénomènes responsables de la formation d'une dépression piézométrique fermée dans une nappe libre au Sahel. La dépression du Kouka ne déroge pas à la règle. Les objectifs de la modélisation sont la quantification des débits naturels transitant dans la nappe et la connaissance de la distribution des perméabilités permettant la reconstitution de la piézométrie et ainsi mieux appréhender le fonctionnement hydrodynamique du système. En suite logique au schéma conceptuel de fonctionnement proposé (*cf. II.3.*), un des objectifs à terme est de tester la cohérence hydrodynamique d'une origine par évapotranspiration préférentielle.

Une modélisation en régime permanent sera retenue, avec pour référence la piézométrie reconstituée au chapitre *III.4.* (*Figure 28*).

#### IV.2.2. Outils

Nous avons utilisé le programme de modélisation MODFLOW, développé en Fortran par l'USGS (*McDonald et Harbaugh, 1988*). Ce logiciel a pour qualités premières d'être simple, modulaire et d'avoir été rendu fiable par une utilisation mondiale massive. La version que nous utilisons fonctionne sur une interface en Visual Basic : Visual Modflow (Waterloo Hydrogeologic 1999).

C'est un modèle à bases physiques, déterministe, capable de représenter des écoulements laminaires monophasiques tridimensionnels dans des systèmes multicouches. Il résout l'équation de diffusivité aux dérivées partielles de l'écoulement des eaux souterraines en milieu poreux (combinaison de la loi de Darcy et de l'équation de continuité) par la méthode des différences finies. Pour se faire, l'aquifère doit être discrétisé en mailles quadrangulaires et des conditions aux limites doivent être imposées. Le nombre et la taille des mailles dépend de la précision attendue et de la nature des données sources (nombre, distribution, qualité).

La piézométrie calculée au centre de chaque maille tient compte des paramètres hydrodynamiques (conductivité hydraulique, porosité), des conditions aux limites (potentiel ou flux imposé, possible liaison avec un réseau hydrographique, etc...) et des conditions de recharge (infiltration, évapotranspiration, éventuels pompages).

Le modèle s'articule autour de deux hypothèses fondamentales : les gradients hydrauliques doivent être faibles et la continuité hydraulique de l'aquifère respectée. Nous avons montré que ces conditions étaient vérifiées pour la nappe phréatique du Quaternaire ancien.

#### IV.2.3. Limites

Pour satisfaire nos objectifs, nous utilisons un modèle régional. De ce fait, nous sommes parfaitement en mesure de représenter les écoulements généraux, mais au détriment des phénomènes locaux. Les médiocrités des données disponibles (fiabilité, spatialisation, densité) (*cf. III.1.2.*) pour le calage du modèle induisent une incertitude inévitable sur les valeurs obtenues.

## IV.2. Conditions aux limites du modèle

### IV.2.1. Maillage

Le fond de carte servant de référence pour le modèle est obtenu par numérisation de la carte géologique au 1/1000 000<sup>e</sup> de 1966-1968 (CBLT/PNUD/UNESCO). Pour la discrétisation spatiale, nous avons placé, sur les 190 000 km<sup>2</sup> de la zone, un maillage carré uniforme de 11 km de coté (1600 mailles). Notre étude ne nécessite pas une précision importante sur les résultats des calculs. Nous considérons donc les caractéristiques hydrodynamiques (par exemple perméabilité, piézométrie) comme constants sur chaque maille.

### IV.2.2. Limites géologiques

Les limites géologiques de la nappe sont constituées latéralement par les affleurements de roches cristallines pouvant être considérées comme imperméables par comparaison avec les roches sédimentaires adjacentes.

Elles sont matérialisée à l'ouest par le plateau du Guéra sur environ 300km du nord au sud. Nous avons montré que les dépôt sédimentaires du quaternaire reposent en discordance sur le socle cristallin imperméable (II.5.2.). Cette configuration peut laisser supposer une recharge possible par les eaux de ruissellement issues du plateau par infiltration préférentielle à l'interface socle/sédiments.

Les pointements du socle, essentiellement granitiques dans la partie orientale, couvrent une trop faible surface pour être considérés comme des limites imperméables à notre échelle, par contre il n'est peut-être pas impossible qu'ils contribuent à privilégier également l'infiltration et à modifier localement les écoulements souterrains.

### IV.2.3. Le mur

L'aquifère quaternaire repose sur les argiles pliocènes imperméables. Conformément aux informations synthétisées dans le chapitre II.5.4.4., le mur représente une limite à flux nul, sans échange par drainance avec un niveau aquifère plus profond. L'aquifère est par conséquent modélisé en système monocouche. La morphologie de cette surface a été interpolée afin d'obtenir une altitude pour chaque maille du modèle (*Figure 19*).

### IV.2.4. Le toit

A l'échelle de la zone, la nappe phréatique est considérée comme libre (*cf.* II.5.5.2.), les lentilles silteuses susceptibles de la mettre en charge sont généralement d'extension restreinte. Par conséquent, la limite du toit de l'aquifère correspond à la surface du sol et n'a pas d'importance dans le modèle du moins tant que la piézométrie modélisée n'atteint pas la surface du sol. Puisque nous avons interpolé la topographie afin d'obtenir des hauteurs piézométriques absolues (*Figure 21*), nous avons attribué à chaque maille du modèle une hauteur de toit conforme à la réalité.

#### IV.2.5. Conditions de flux

L'observation des cartes piézométriques de la nappe quaternaire montre qu'il existe des lignes de partage des eaux souterraines dans l'axe du dôme du Harr, du lac jusqu'au massif cristallin du Guéra. Cette limite représente une condition de flux nul pour l'aquifère phréatique. Elle est représentée sous forme de cellules inactives qui n'interviennent pas dans les calculs.

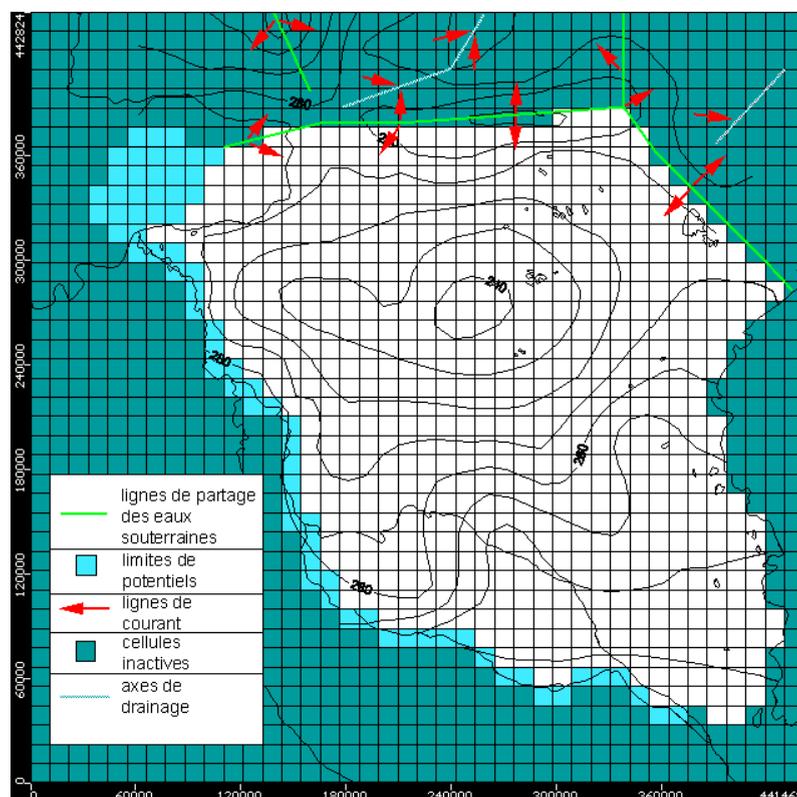


Figure 38 : maillage du modèle, avec la représentation des lignes de flux nul (lignes de partage des eaux), des limites de potentiel et des limites géologiques.

#### IV.2.6. Conditions de flux internes

Dans le modèle, les conditions de flux internes seront exprimées en terme de recharge nette (bilan infiltration – évaporation) positive ou négative.

Nous avons montré que les zones de recharge préférentielles ne sont pas connues avec exactitude et qu'à l'heure actuelle, leur contribution dans le bilan hydrodynamique relève de l'énigme. C'est pourquoi, devant l'absence de données descriptives fiables, plusieurs conditions seront envisagées :

- une recharge directe diffuse infinitésimale par les précipitations (cf. III.6.1.4.) ou , une recharge concentrée, mais homogénéisée au niveau de la maille,
- une recharge positive au niveau du Bahr Erguig et du Batha de Lai ri (cf. III.6.1.3.),
- une recharge à partir des dunes du Harr,

Le schéma de fonctionnement retenu (cf. II.3.) nous contraint de favoriser la reprise évaporatoire et de minimiser les perméabilités dans une zone centrée sur la dépression.

## IV.2.7. Conditions de potentiel

### IV.2.7.1. Le Chari

Dans le bilan hydrique, nous avons montré que les niveaux de la nappe étaient soutenus par le Chari qui participe à la recharge (cf. III.6.1.1.). Les observations piézométriques montrent un gradient du fleuve vers la nappe. Le manque de données sur la zone ne nous permet pas de quantifier les débits échangés, nous avons donc choisi de représenter le Chari en tant que limite de potentiel et non en tant que limite de flux.

MODFLOW calcule les conditions de potentiels de la manière suivante :

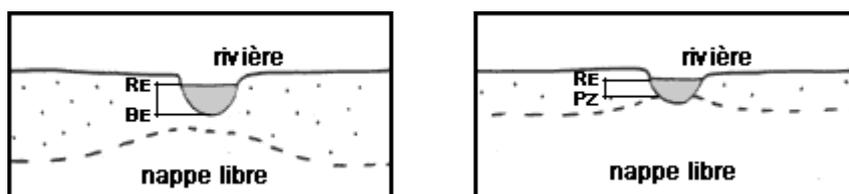


Figure 39 : calcul des conditions de potentiels selon MODFLOW.

$$Q = C.(R_E - B_E)$$

$$Q = C.(R_E - P_Z)$$

avec :

C : conductance du milieu m<sup>3</sup>/jour

R<sub>E</sub> : niveau de la rivière m

B<sub>E</sub> : niveau du fond de la rivière m

P<sub>Z</sub> : niveau statique m

Le débit échangé est contrôlé indirectement en fixant la valeur de la conductance. Celle ci est approchée de façon empirique selon la relation :

$$C = \frac{K_z * S}{e}$$

avec :

K<sub>z</sub> : perméabilité verticale

e : épaisseur colmatée

S : surface de contact par maille

L'estimation de ces trois variables est extrêmement subjective. De ce fait, le but n'est pas d'obtenir uniquement des valeurs, mais plutôt de restituer une gamme de variations cautionnée par une réalité physique justifiable et observable sur le terrain.

Le profil en long grossier, réalisé à partir des points cotés référencés sur les cartes IGN au 1/200 000° et au 1/1000 000°, fait tout de même apparaître les principales ruptures de pente et permet d'avoir une

idée du niveau du fond du fleuve (*Figure 40*). Lorsque les pentes sont plus faibles, l'énergie de transport diminue et les matériaux plus fins peuvent alors se déposer.

Nous supposons alors que les sections à pente faible seront plus colmatées que celles à pente plus forte. Aux alentours du delta, la vitesse est considérablement ralentie et le colmatage devient important, ainsi que dans les zones 4 et 5 où le lit du fleuve divague énormément.

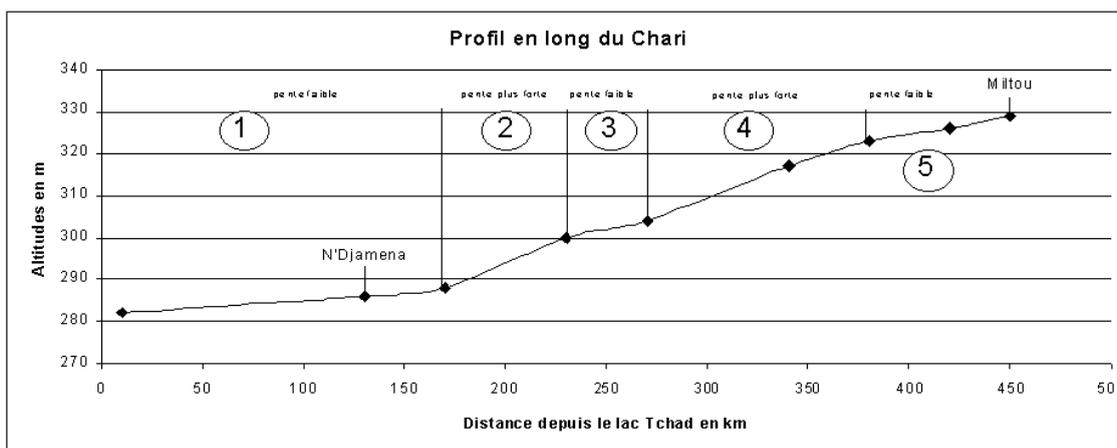


Figure 40 : profil en long du Chari depuis le delta jusqu'à Miltou (sud-est de la zone) et découpage du lit en 5 zones pour l'estimation du colmatage relatif du fond et des berges.

Arbitrairement, nous posons l'hypothèse qu'en moyenne, la plus petite distance traversée par le fleuve dans une maille est voisine de celle de la largeur, soit 11km, et que la plus grande l'est de celle de la diagonale, soit 15 km.

La largeur mouillée moyenne par le Chari peut être considérée comme constante sur la sections concernée et la morphologie peu encaissée du lit minimise ses fluctuations entre hautes eaux et basses eaux. Nous estimons à environ 500m cette largeur.

La surface moyenne de contact du fleuve par maille est donc voisine de 5 km<sup>2</sup> à 7 km<sup>2</sup>, nous retiendrons une surface intermédiaire de 6 km<sup>2</sup>.

Compte tenu de la lithologie du milieu caractérisée par des alternances fréquentes de bancs (ou lentilles) sub-horizontaux d'argiles et de sables, la perméabilité verticale peut-être considérée comme étant au moins dix fois plus faible que la perméabilité horizontale (*cf. III.5.4.*) :

$$K_z = \frac{K_{xy}}{10} \text{ m/s}$$

Pour les 5 parties du profil du Chari on a :

Zone	1	2	3	4	5
Épaisseur colmatée (m)	0,40	0,30	0,35	0,40	0,50
Perméabilité (m/s)	6.10-6	6.10-6	6.10-6	6.10-6	6.10-6
Conductance équivalente ( $m^3/j$ )	90	110	100	90	70

Tableau 10 : détermination du paramètre conductance pour le calcul des conditions de potentiels pour le Chari.

#### IV.2.7.2. Le lac Tchad

Les eaux libres du lac représentent un point haut du système, puisque leur cote est située au dessus de celle des eaux souterraines, mais nous savons que les transferts de pression ne correspondent pas à de grands transports de matière liquide (cf. III.6.1.2).

Pour la modélisation, le lac représente donc une limite de potentiel au même titre que le Chari. A nouveau, cette condition est représentée via un coefficient de conductance représentant le colmatage du fond du lac.

La carte de la lithologie du fond (*Olivry et al. 1996*) montre que la surface occupée par les eaux libres en 1994 recouvre une première partie sableuse, une autre argileuse et une troisième dite de pseudo-sables (*Figure 41*). Globalement nous assimilons cette surface à une zone unique, uniforme, correspondant à une épaisseur totalement colmatée de 50 cm, même si en réalité le colmatage doit être très hétérogène.

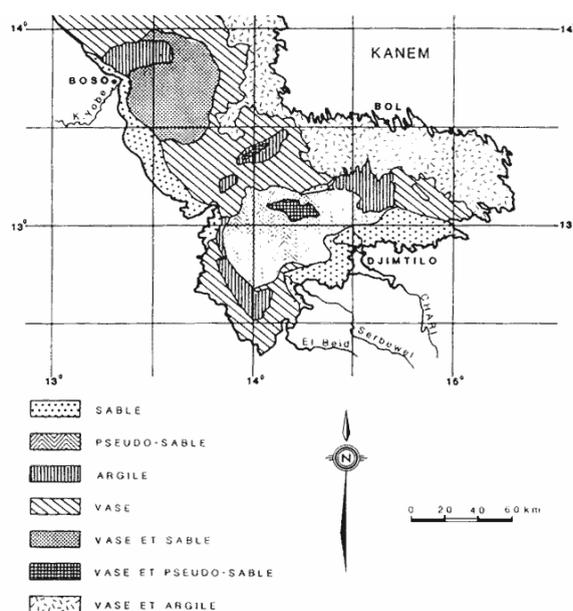
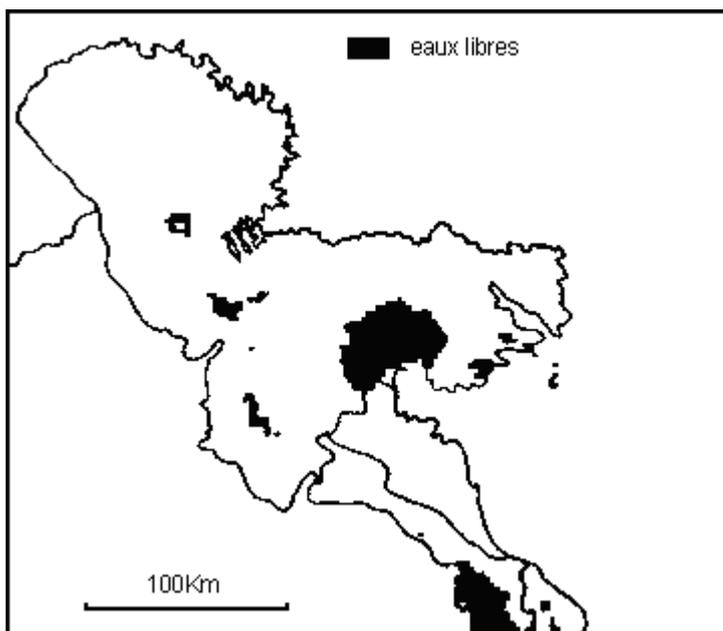


Figure 41 : répartition et nature des fonds du lac Tchad ( d'après Dupont 1970)

Nous avons vu que la hauteur et la surface occupée par les eaux du lac ne semblent pas influencer de façon primordiale le niveau de la nappe au delà d'une zone très proche du littoral (*cf. III.6.1.2.*).

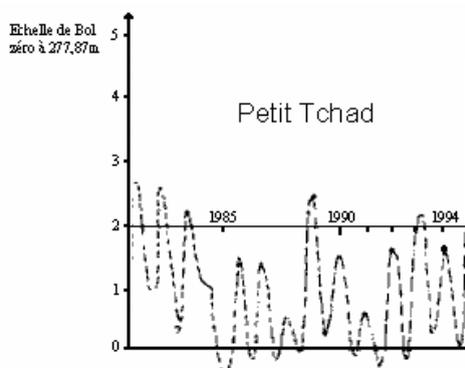
Nous avons tout de même rapporté le lac à sa surface occupée en 1994, correspondant à une période de « petit Tchad », date à laquelle ont été réalisées la majorité de nos mesures pour l'établissement de la carte piézométrique.

La surface du lac est représentée par un nombre de mailles entières dont la surface se superpose à celle des eaux libres détectées par Météosat le 9 novembre 1994 (*Figure 42*). Pour le calcul du paramètre conductance, la surface de contact est celle d'une maille soit 100km<sup>2</sup>.



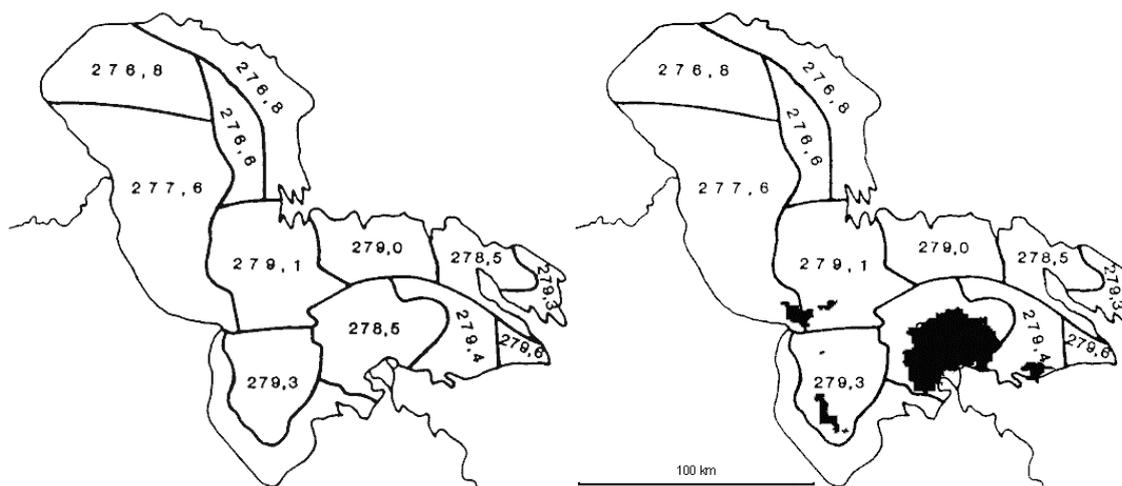
*Figure 42 : surface d'eaux libres le 9 novembre 1994. Image Météosat fournie par le laboratoire UTIS de Dakar et traitée par Lemoalle (Olivry et al. 1996)*

D'après les reconstitutions publiées par Olivry et al. (1996) à l'échelle de Bol cotée à 277,87 m (*Figure 43*), le niveau du lac en 1994 est établi à 279,27 m.



*Figure 43 : niveaux du lac Tchad observés et reconstitués (Olivry et al. 1996).*

Le niveau du fond de la partie du lac en eau en 1994 se superpose à une zone dont la cote avait été moyennée par M.A. Roche en 1980 à 278,50 m (*Figure 44*).



*Figure 44 : altitudes moyennes des fonds pour différentes zones du lac (Roche 1980), superposition avec le niveau en 1994.*

De même que pour le Chari, en utilisant les perméabilités horizontales calculées à partir des débits spécifiques on a :

Epaisseur colmatée (m)	0,5
Perméabilité (m/s)	$5.10^{-7}$
Surface par maille (m <sup>2</sup> )	$121.10^6$
Paramètre de conductance équivalent (m <sup>3</sup> /j)	120

*Tableau 11 : détermination du paramètre conductance pour le calcul des conditions de potentiels pour le lac Tchad.*

#### IV.2.8. Contraintes initiales

##### IV.2.8.1. Emmagasinement

En régime permanent ce paramètre n'intervient pas ; par conséquent sa valeur exacte importe peu.

##### IV.2.8.2. Perméabilité

Dans les chapitres III.5.1. et III.5.4., nous avons présenté les gammes de variation des perméabilités mesurées sur le terrain. Nous ignorons la représentativité régionale de ces mesures ponctuelles, surtout dans un contexte de sédimentation fluviolacustre continental.

La plupart des essais de pompage ne sollicitent qu'une partie de l'aquifère ce qui empêche d'en déduire une valeur de la transmissivité moyenne de toutes les couches traversées. Les transmissivités connues ne sont donc qu'apparentes et uniquement représentatives des couches supérieures de

l'aquifère. Par conséquent, à l'instar des autres valeurs de perméabilités, la valeur maximale estimée à  $6,5 \cdot 10^{-4}$  m/s (Abouguern), serait susceptible d'être systématiquement plus faible que dans la réalité. Aucune valeur minimum n'est vraiment connue, nos calculs à partir des débits spécifiques donnent  $2,5 \cdot 10^{-5}$  m/s et une mesure à Goz Dibek donnerait  $3 \cdot 10^{-7}$  m/s dans des conditions d'essai de pompage inconnues, ce qui paraît extrêmement faible, voire quasi-imperméable. C'est la seule valeur aussi faible.

Il semble évident qu'à partir des données en notre possession, la gamme des perméabilités que nous pouvons utiliser est extrêmement étendue. Dans ces conditions, nous entrerons dans le modèle, comme première base de travail, la distribution spatiale des perméabilités établie aux chapitres III.5.3. et III.5.4. que nous affinerons au fur et à mesure du calage dans une gamme de variation d'environ de  $1 \cdot 10^{-3}$  à  $1 \cdot 10^{-7}$  m/s.

#### IV.2.8.3. Recharge

Nous n'avons aucune donnée en ce qui concerne les flux susceptibles d'être transférés vers la nappe aussi bien par l'intermédiaire des dunes du Harr (cf. III.6.1.4.) que des cours d'eaux temporaires (cf. III.6.1.3.) ou même directement par la pluie.

En ce qui concerne les flux sortants, la formule de Coudrain-Ribstein (1997) nous assure une limite supérieure pour l'exfiltration en fonction de la position de la surface de la nappe sous le sol, soit de 0,16 à 2 mm/an (cf. III.6.2.), mais ceci ne concerne que l'évaporation et pas la transpiration par les plantes.

### IV.3. Résultats de la modélisation

Nous avons essayé de conduire le calage du modèle en nous rapprochant le plus souvent possible des contraintes imposées déduites de la première partie de cette étude par les mesures de terrains.

#### IV.3.1. Calage des perméabilités

Les perméabilités ajustées sont comme prévu extrêmement hétérogènes et varient de  $9 \cdot 10^{-3}$  à  $1,4 \cdot 10^{-6}$  m/s. Nous avons travaillé à partir de la position des zones supposées les plus perméables (cf. III.6.3. et III.6.4.) que nous avons conservés au cours du calage. Elles sont représentées (Figure 45) par les perméabilités 4 et 13 respectivement à  $3 \cdot 10^{-3}$  et  $9 \cdot 10^{-3}$  m/s.

Autour de la dépression les terrains sont moins perméables ( $1 \cdot 10^{-6}$  m/s) qu'au centre ( $6 \cdot 10^{-6}$  et  $7 \cdot 10^{-5}$  m/s) ce qui permet l'établissement d'un gradient très faible entre les courbes 240 m et 250 m (Figure 47). Le long du Chari, une zone également très peu perméable permet l'émergence du gradient relativement fort qui règne aux abords du fleuve.

En comparaison avec les valeurs ponctuelles de terrain connues, les zones de perméabilité moyenne obtenues correspondent dans certains cas aux valeurs ponctuelles mesurées mais sont en majorité très éloignées, sans pour autant paraître absurdes. Prenons pour exemples Am Tania, avec une perméabilité mesurée de  $8 \cdot 10^{-5}$  m/s et une perméabilité calculée de  $7 \cdot 10^{-5}$  m/s ou bien Massaguet, avec une perméabilité mesurée de  $10^{-4}$  m/s et une perméabilité calculée de  $1,6 \cdot 10^{-6}$  m/s. De tels écarts peuvent être en partie justifiés par le passage d'une échelle ponctuelle à une échelle.

### IV.3.2. Calage de la recharge

L'hypothèse d'une exfiltration préférentielle centrée sur la dépression conformément au schéma de fonctionnement énoncé (*Cf. II.3.*) a été respectée (*Figure 46*). Cette surface a été placée sur une zone très étendue considérant, d'un point de vue totalement subjectif et par commodité, qu'à partir de l'isohyète 500 mm, le bilan infiltration-exfiltration devenait négatif. Dans ces conditions, le calage du modèle débouche sur des valeurs très faibles comprises entre  $-0,04$  mm/an et  $-0,055$  mm/an.

Les zones d'infiltration ont été définies au niveau du Bahr Erguig, du Batha de Lai ri et des dunes du Harr. La recharge nette sur ces zones s'ajuste entre  $0,3$  mm/an et  $0,5$  mm/an.

Sur le reste de la zone, la recharge est nulle. Quelques mailles, au nord du plateau du Guéra, ont également été définies comme tel, en s'appuyant sur l'hypothèse que l'exfiltration devient faible, au profit de l'infiltration dans les dépôts détritiques grossiers de piémont.

### IV.3.3. Calage de la piézométrie

Un premier constat montre que la restitution de la piézométrie est plutôt médiocre. La corrélation entre les niveaux statiques calculés et observés (*Figure 47*) accuse une erreur moyenne d'environ 10 m.

La zone de la dépression est conforme à la réalité autour de la cote 250 m, mais partout ailleurs la simulation diverge parfois très fortement des niveaux observés :

- le gradient simulé est trop fort au sommet de la dépression et engendre des niveaux en périphérie de 10 à 20 m plus hauts que les niveaux observés,
- les gradients aux abords du Chari sont trop faibles,
- dans la partie centrée sur l'aval du Bahr Erguig, les niveaux simulés restent stables au lieu de descendre progressivement de la cote 300 m à la cote 270 m,
- les niveaux du lac Tchad sont en situation basse par rapport à la piézométrie en périphérie, cette configuration s'oppose aux observations de terrain qui les placent plutôt en position haute.

Il est évident que le calage n'est pas suffisamment abouti et le modèle ne simule que la morphologie globale de la nappe. Néanmoins, nous n'avons pas poursuivi plus avant le calage, par manque de temps d'une part, et parce que nous avons voulu tester la sensibilité du modèle, même médiocrement calé (*Cf. IV.3.5.*).

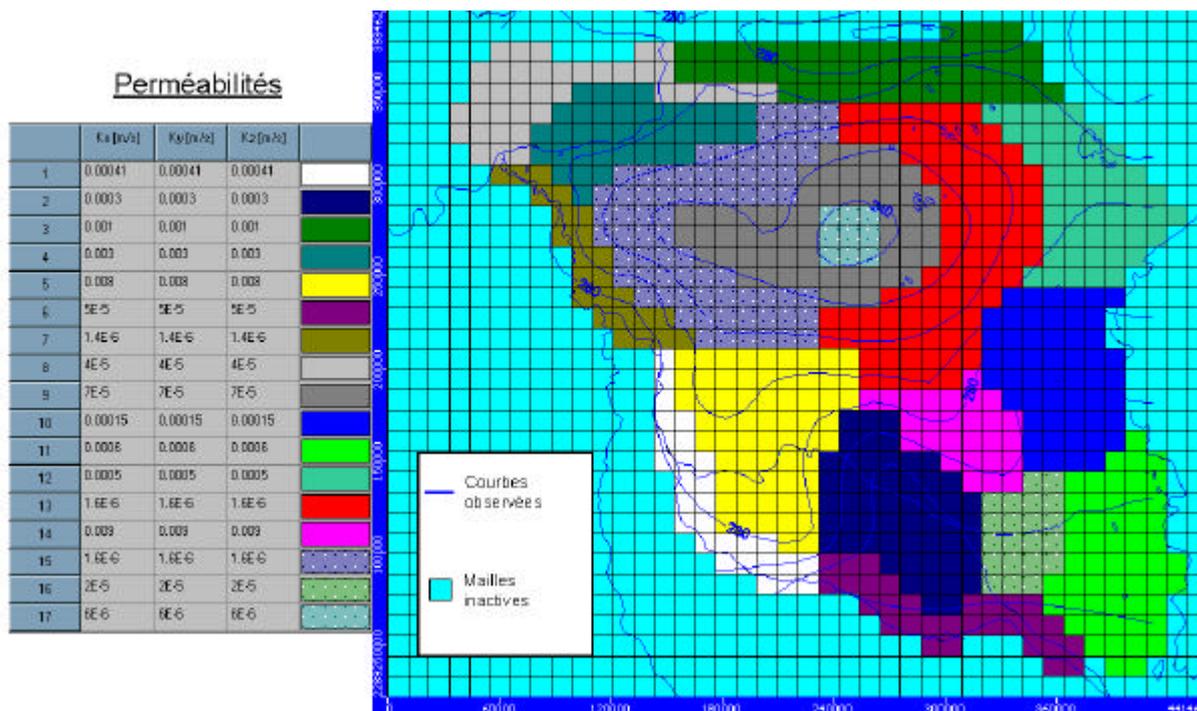


Figure 45 : répartition des perméabilités dans le premier modèle proposé.

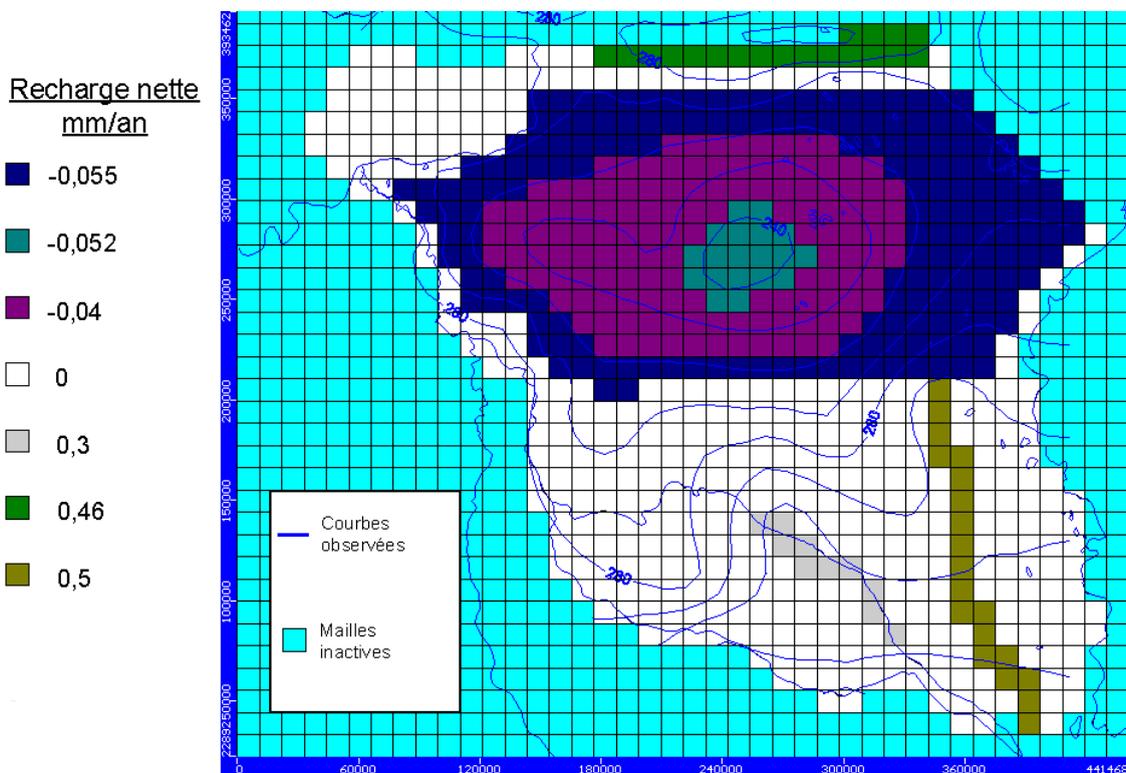


Figure 46 : répartition de la recharge nette dans le premier modèle proposé.

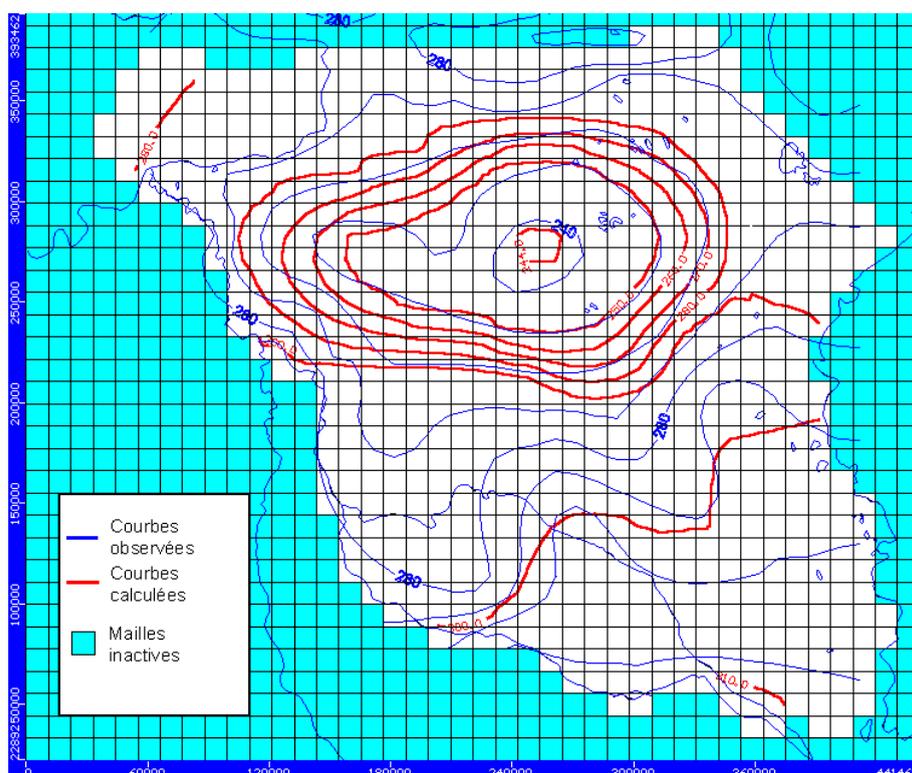


Figure 47 : comparaison entre les courbes isopièzes calculées et observées sur la carte de référence.

#### IV.3.4. Fonctionnement du système

Dans le modèle, le Chari influence l'aquifère dans son intégralité, ce qu'aucune observation de terrain ne peut actuellement ni infirmer ni confirmer complètement. Il est important de noter que seulement 12 000 m<sup>3</sup>/jour transite dans la nappe phréatique (Figure 48), ce qui est très réduit.

Les faibles perméabilités centrées sur la dépression, ajoutées à l'exfiltration préférentielle, s'opposent à l'influence du Chari et provoquent une chute des niveaux statiques responsable de la dépression ce qui corrobore l'hypothèse de départ.

Les hauts niveaux de la nappe dans le sud de la zone sont à la fois soutenus par le Chari et par les flux provenant du Bahr Erguig et du Batha de Laï ri. La faible diffusivité latérale impose une redistribution modérée vers le reste de l'aquifère et maintient les niveaux élevés. Ce schéma semble tout à fait concevable compte tenu de ce que nous avons montré précédemment (Cf. III.6.).

Le lac Tchad n'échange que très peu d'eau avec l'aquifère et le Chari, son rôle d'exutoire apparent dans le schéma est à mettre en rapport avec les volumes mis en jeu. Cette tendance reste cependant incohérente avec la réalité (Cf. III.6.1.2).

Il semble donc logique, à l'étude de ce système que tous les paramètres du bilan hydrodynamique vont être extrêmement influençants. Les volumes échangés, les perméabilité, l'infiltration et l'exfiltration étant extrêmement faibles, la moindre modification peut provoquer l'inversion des écoulements et l'effondrement ou la hausse brutale des niveaux piézométriques.

C'est pourquoi, dans l'état actuel de nos connaissances sur le milieu, il n'est pas utile d'étudier ce système plus en détail tant que certaines suppositions ne sont pas confirmées par de nouvelles données. Par contre, l'appréciation de la sensibilité des paramètres du modèle devrait nous renseigner sur les points à préciser lors d'une modélisation ultérieure.

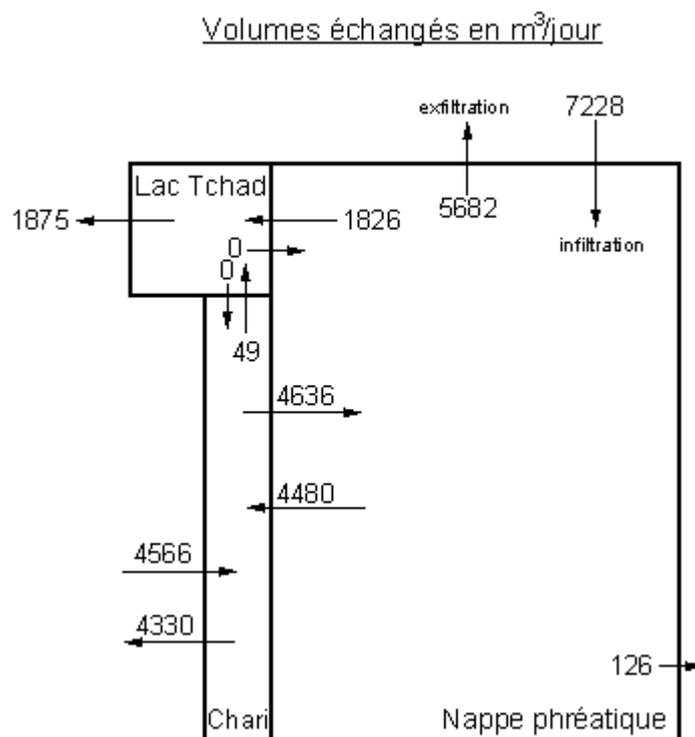


Figure 48 : schéma du bilan des entrées et sorties du système lac Tchad-Chari-nappe phréatique. Les flèches vers l'extérieur des compartiments représentent les fuites.

#### IV.3.5. Sensibilité du modèle

##### IV.3.5.1. Sensibilité à la recharge

Nous avons tout d'abord testé le modèle avec une recharge uniforme par la pluie sur l'ensemble de la zone afin d'apprécier en quelles proportions la piézométrie était influencée par l'infiltration diffuse. Tous les autres paramètres demeurent fixes par ailleurs, notamment les échanges avec le Chari et le lac et les apports de l'Erguig et du Batha de Laï ri.

- 0 mm de recharge provoque un écoulement de surface uniforme soutenu par l'altitude des niveaux du Chari et s'écoulant du sud est vers le lac Tchad à raison de 2500 m<sup>3</sup>/jour,
- +1 mm de recharge crée un dôme coté à 800 m, positionné sur l'emplacement normal de la dépression ; ailleurs le niveau minimum est à 400m,
- avec +0,5 mm de recharge, le dôme s'apaise à 570 m ; ailleurs le niveau minimum descend à 350 m,

- à -0,01 mm de recharge, les niveaux commencent à s'infléchir autour de la dépression jusqu'à la cote 280 m, les premières cellules sèches apparaissent au sud est.

Nous avons ensuite testé l'impact des recharges supposées préférentielles. Toutes les autres conditions étant égales par ailleurs.

Une baisse de 0,07 mm/an (15%) de l'infiltration provenant du Batha de Laï ri a pour effet d'augmenter le gradient piézométrique dans la dépression. L'isopièze 244 m s'étend largement, mais le centre du creux piézométrique ne s'approfondit pas (Figure 49).

Une baisse de 0,06 mm/an (13 %) des apports provenant des dunes du Harr provoque le même effet (Figure 49).

Il faut cependant retirer un tiers des apports infiltrants du Bahr Erguig pour obtenir un effet similaire et dans les mêmes proportions. La mauvaise diffusivité à l'aplomb du lit explique cette influence plus restreinte.

Cet exemple illustre l'importance extrême des paramètres de la recharge dans le bilan hydrodynamique du système modélisé.

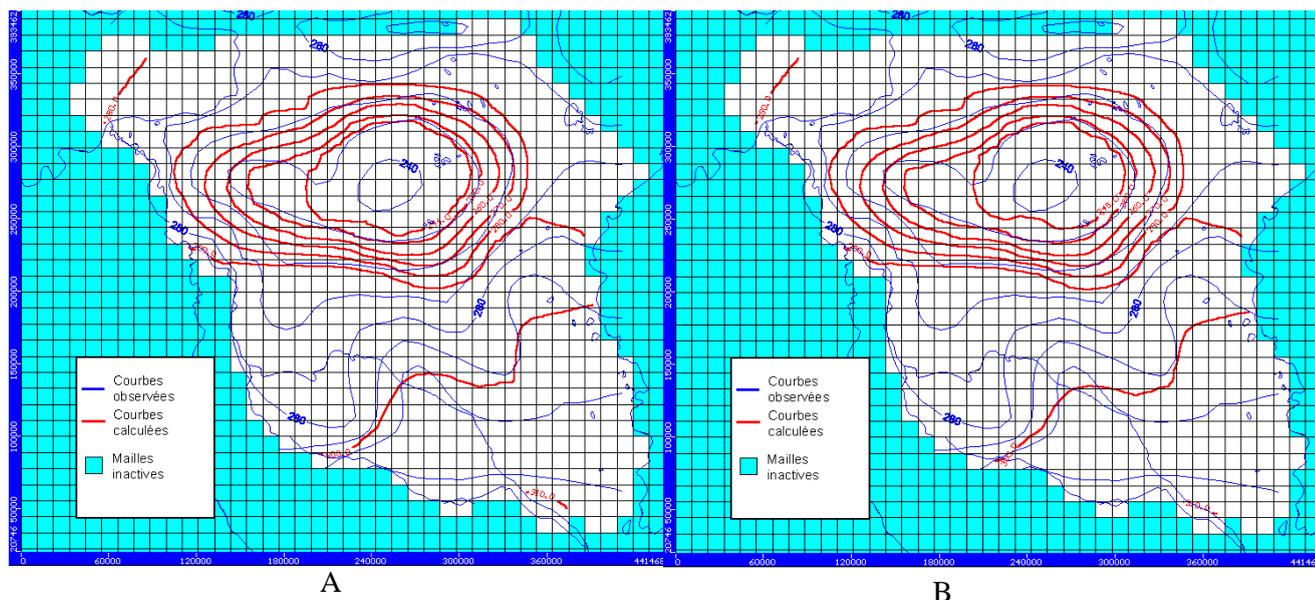


Figure 49 : piézométries calculées et observées.

A-piézométrie calculée avec une infiltration dans les

dunes du Harr de 0,4 mm/an au lieu de 0,46 mm/an

B-piézométrie calculée avec une infiltration sous le

Batha de Laïri de 0,43 mm/an au lieu de 0,5 mm/an

#### IV.3.5.2. Sensibilité des perméabilités

Une des principales difficultés rencontrées au cours du calage est l'estimation des perméabilités. Pour exemple, une baisse de 5% de la perméabilité (13) centrée sur la dépression, suffit à assécher toute la dépression. A l'inverse, une hausse de 5% provoque une augmentation de l'ordre de 10 m des niveaux piézométriques (Figure 50). Une baisse de 10% de la perméabilité (7), au bord du Chari, est suffisante pour diminuer sensiblement le gradient piézométrique d'un facteur 2 et provoquer une hausse dans l'ouest de la dépression de 10 m.

Dans ces conditions, il devient extrêmement difficile de trouver un compromis lors du calage et la précision des valeurs est illusoire.

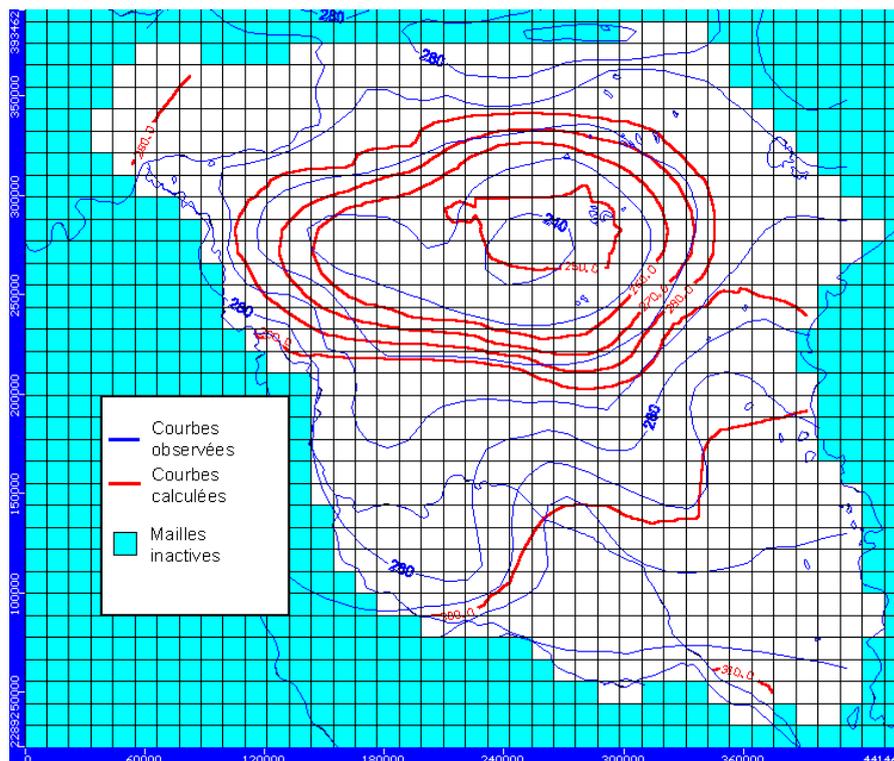


Figure 50 : piézométrie calculée pour une hausse de 5% de la perméabilité (13).

#### IV.3.5.3. Sensibilité de la profondeur du mur au centre de la dépression

L'aquifère au centre de la dépression est extrêmement peu épais. D'après la morphologie de notre mur, élaborée à partir des données de terrain (cf. III.2.), les eaux ne circulent plus que sur une épaisseur de 3,5 m (Albadie). Ceci explique que les perméabilités dans ce secteur soient extrêmement sensibles, puisque le modèle intègre ce paramètre dans les équations en terme de transmissivité.

Lors du calage, nous nous sommes rendu à l'évidence que certaines cellules qui s'asséchaient systématiquement lorsque nous approchions des niveaux observés devaient posséder un mur plus profond. Pour ces mailles, une baisse minimale, inférieure à 3 m, a suffi pour assurer de nouveau la convergence des calculs et simuler plus précisément les piézométries sans entraver les écoulements (Figure 51).

La modélisation réalisée par Bonnet et Murville en 1995 ne tenait pas compte de la profondeur du mur placée de façon uniforme à la cote 220 m. Le paramètre de perméabilité issu du calage intégrait alors l'erreur sur l'épaisseur de l'aquifère et un résultat satisfaisant sur la simulation de la piézométrie a pu être artificiellement obtenu.

Il est intéressant de souligner l'importance de la connaissance du substratum, car sa position mal définie semble prêter à confusion. En effet Schneider (1992) considère que la nappe phréatique s'assèche au centre de la dépression et que les niveaux piézométriques passent dans le *substratum* argileux. L'aquifère devient alors multicouche. Cette interprétation sur la base d'une diagraphie montre à quel point ce secteur mérite d'être mieux connu pour une modélisation ultérieure.

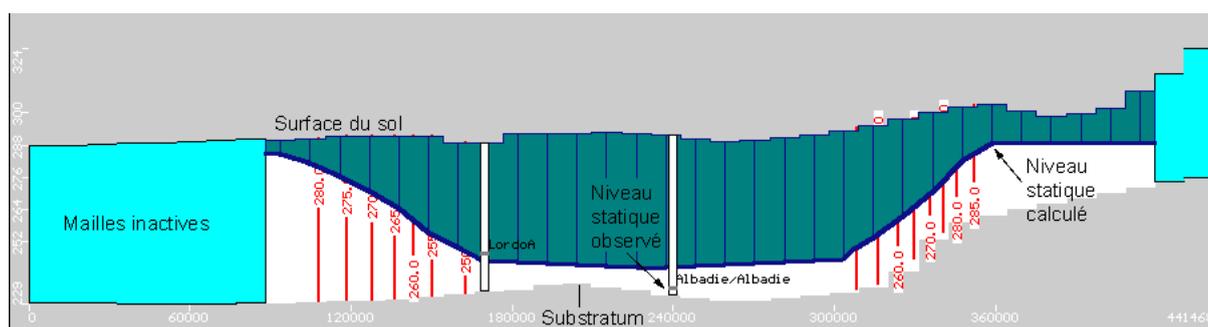


Figure 51 : coupe transversale des niveaux simulés de l'aquifère selon le modèle intégrant un substratum calculé à partir des données de terrain.

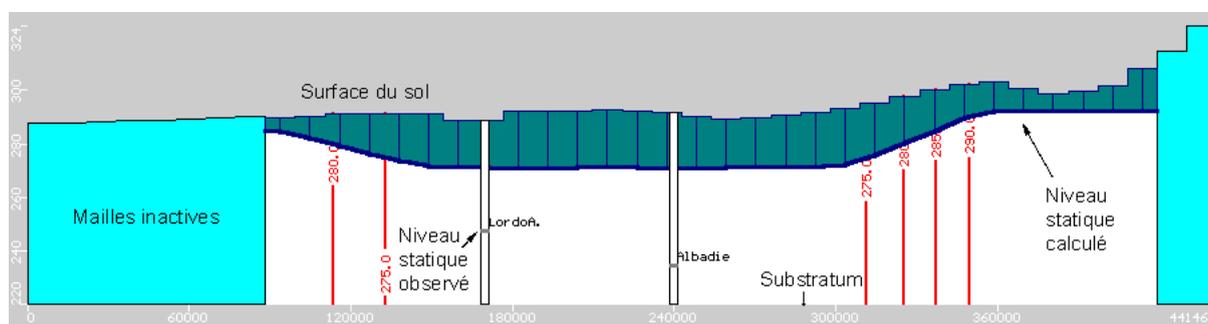


Figure 52 : coupe transversale des niveaux simulés de l'aquifère selon le même modèle avec un substratum uniforme à la cote 220 m.

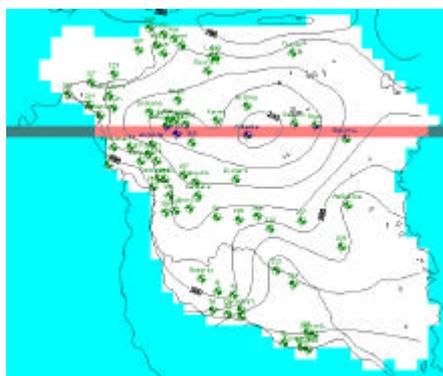


Figure 53 : situation des coupes verticales.

#### IV.3.5.4. Sensibilité comparée de la profondeur du mur

Nous avons appliqué la condition d'un substratum à 220 m à notre modèle en conservant nos paramètres de calage. Le résultat montre une hausse générale de la nappe d'environ 30 m (*Figure 52*). Nous avons dans un premier temps compensé cette hausse de la piézométrie par une baisse générale des perméabilités de 10%, en conservant les autres paramètres constants. Nous avons en particulier baissé les perméabilités de 40% à 55% dans la dépression (perméabilités 13 et 15). Ces mailles correspondent à la zone où la différence entre les deux substratums est la plus importante. Nous obtenons de ce fait des valeurs cent fois plus faibles que celles de Bonnet et Murville pour une piézométrie relativement proche de celle que nous obtenions avec notre mur.

Dans un deuxième temps, nous avons compensé la hausse par une modification de la recharge, toute autre condition étant égale par ailleurs. Ainsi, nous avons obtenu une piézométrie sensiblement proche de celle de notre modèle pour une augmentation de l'infiltration de 75% (soit 12 600 au lieu de 7 200 m<sup>3</sup>/j) et de l'exfiltration de 45% (soit 10 400 au lieu de 5 700 m<sup>3</sup>/j).

Cette comparaison montre que la position du substratum est, comme tous les autres paramètres, extrêmement influente sur le calage du modèle. Le réajustement que nous avons réalisé illustre le fait qu'avec un tel modèle, il nous est possible d'obtenir une même piézométrie quelles que soient les conditions limites. Les paramètres semblent pouvoir se compenser réciproquement tout en restant dans une gamme de valeur acceptable.

#### IV.3.5.5. Conclusion sur la sensibilité du modèle

Il est évident que le comportement du modèle est en adéquation avec la qualité de nos données. L'étude de la sensibilité montre clairement que pour aboutir à un résultat unique, il nous faut impérativement diminuer les incertitudes et donc, dans le même temps, les intervalles de variation des valeurs mesurables sur le terrain.

Un travail sans « garde-fou » revient, lors de la modélisation, à caler tous les paramètres simultanément. Ce cas de figure nous met en difficulté pour la validation d'un schéma de fonctionnement particulier. Notre zone d'étude est caractérisée par une extrême variabilité des paramètres de terrain qui représente un obstacle à la régionalisation des spécificités locales. Des études plus poussées pourraient permettre de mieux cerner les variables d'entrée et de proposer une gamme moins étendue de combinaisons possibles à l'aboutissement d'un résultat lors de la modélisation.

#### IV.3.6. Autre modèle

Nous avons voulu illustrer dans ce chapitre la nécessité de préciser la connaissance des paramètres d'entrée lors de la validation des valeurs ajustées par calage. Pour cela nous avons repris le modèle précédant avec une hypothèse soutenue par une loi théorique. Nous supposons, comme si les données de terrain l'imposaient, que les recharges nettes négatives sont distribuées en fonction de la profondeur de la nappe et que leurs valeurs sont égales aux valeurs maximales de l'exfiltration théorique en zone sahéenne établies par la formule de Coudrain-Ribstein (*cf. II.6.2.1.*). Dans cette hypothèse, le calage revient à ajuster un compromis entre les perméabilités et l'infiltration.

Le résultat montre une distribution spatiale des perméabilités légèrement différente avec des valeurs beaucoup plus fortes de 50% à 1 200% pour le centre de la dépression (*Figure 55*). L'infiltration est multipliée par 10 avec 0,22 mm pour la contribution du Bahr Erguig, 0,45 mm pour le batha de Laï ri et 0,52 mm pour les dunes du Harr (*Figure 54*).

Nous avons cessé l'affinage du calage lorsque la piézométrie obtenue est devenue très proche de celle du modèle précédent (*Figure 56*). De rapides tests de sensibilité montrent que certains paramètres sont moins importants dans le bilan hydrodynamique que dans le modèle précédent. Pour exemple, une baisse de 5% de la perméabilité (13) centrée sur la dépression, ne provoque l'assèchement que de quelques mailles et une augmentation de 10% ne provoque qu'une hausse de 5 m des niveaux piézométriques dans le creux. Cette simple hypothèse de départ déterminant le paramètre "exfiltration" permet de faciliter le calage en minimisant les combinaisons possibles avec les autres paramètres.

Par conséquent, une nouvelle modélisation pourrait être autorisée par la récolte de quelques connaissances supplémentaires sur les données de terrain validant certaines hypothèses de fonctionnement hydrodynamique.

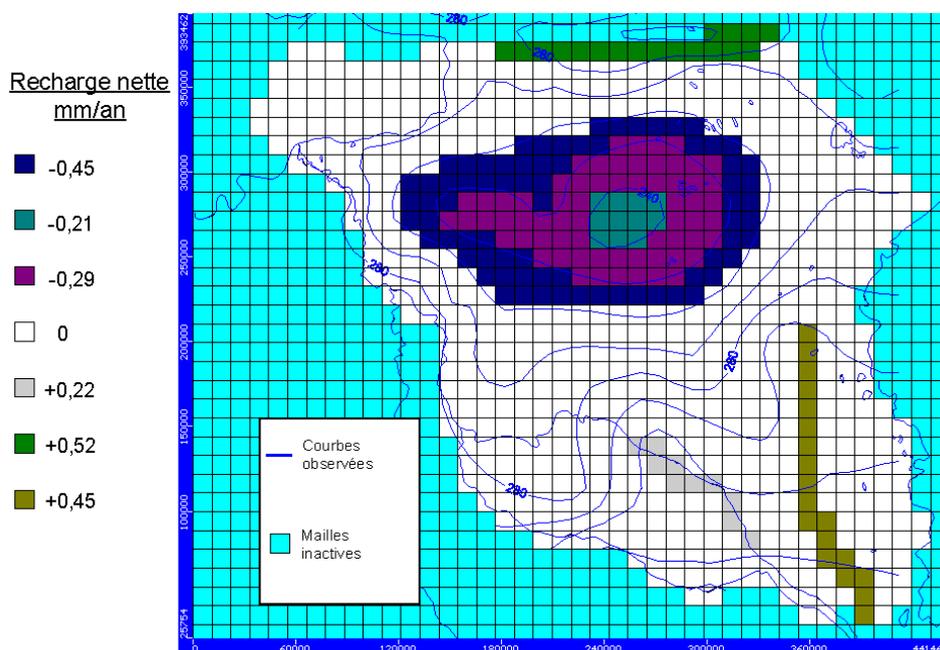


Figure 54 : recharge nette en mm/an.

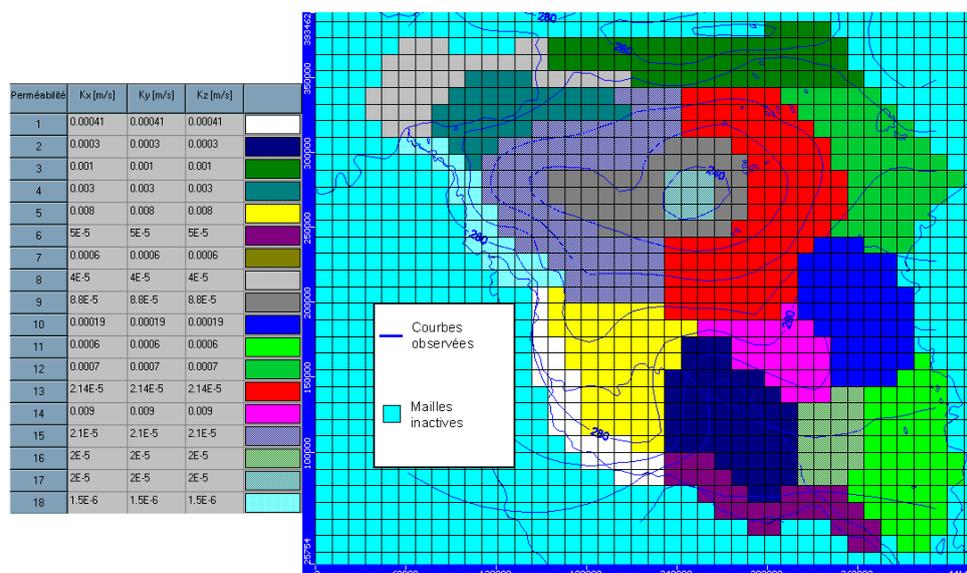


Figure 55 : répartition des perméabilités

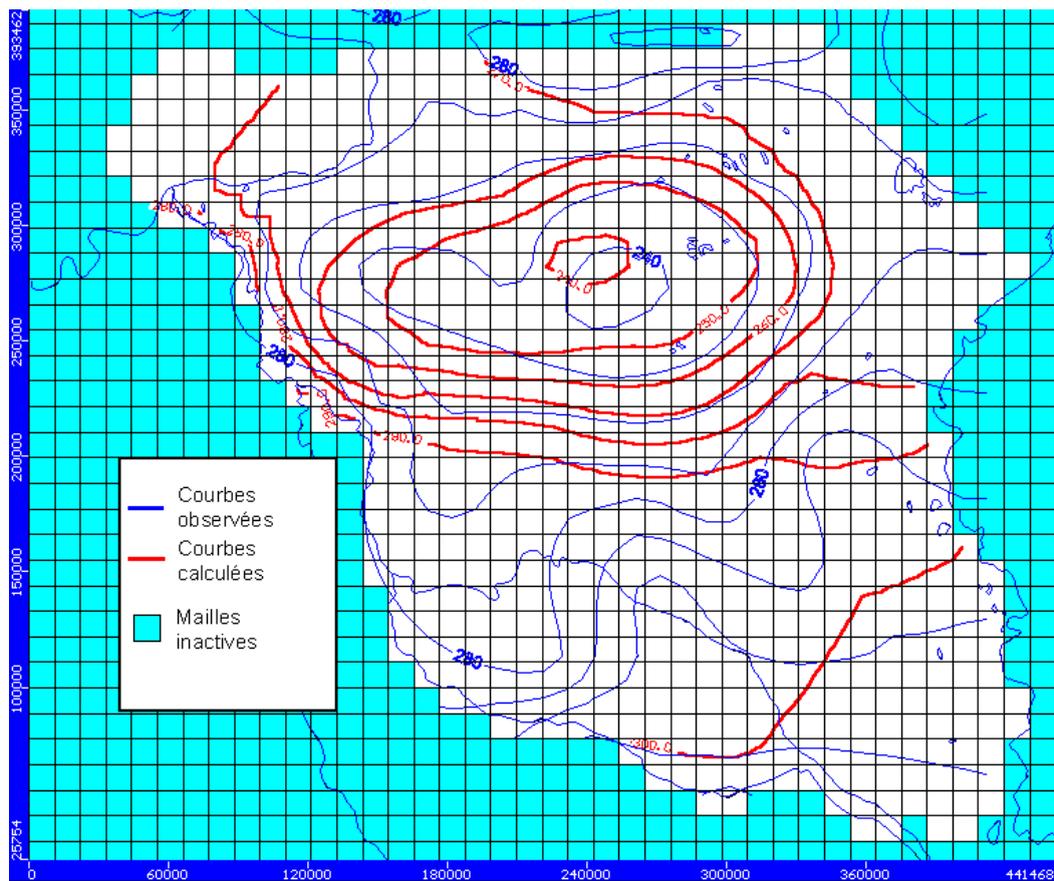


Figure 56 : piézométrie calculée et observée.

## IV. Conclusion

Dans une première partie, nous avons rassemblé les données relatives à la zone étudiée avec l'objectif d'exploiter au maximum les connaissances acquises depuis plusieurs années. Même en intégrant des données relativement récentes, la connaissance de la zone à modéliser reste particulièrement médiocre. Les données géologiques nous ont néanmoins permis de réaliser une grille d'altitudes pour le mur de l'aquifère. Le rassemblement de toutes les données d'altitude absolue a débouché sur la réalisation d'un modèle numérique de terrain indispensable pour l'exploitation des données piézométriques. Une étude de la stabilité de la nappe a permis de sélectionner une piézométrie stable, pendant une durée suffisante, fonction de la dynamique de l'aquifère. L'analyse des nouvelles données de débits spécifiques nous a apporté une meilleure connaissance des zones d'écoulements préférentiels. Face à la variabilité extrême d'un environnement aussi vaste nous ne pouvons que constater l'étendue de nos incertitudes.

La deuxième partie présente les résultats de la modélisation numérique des écoulements souterrains où nous avons privilégié l'hypothèse d'une exfiltration préférentielle responsable de la formation de la dépression piézométrique de l'aquifère quaternaire. D'une manière générale, toute modélisation hydrodynamique réalisée à partir de trop peu de données comporte un risque de ne pas aboutir. Dans un cas favorable, le croisement des rares données disponibles permet néanmoins de contraindre énormément le modèle et d'aboutir à un schéma cohérent raisonnablement précis. Dans un cas défavorable, les nombreuses incertitudes s'additionnent et de multiples combinaisons très diverses permettent d'aboutir au même résultat sans qu'il soit possible de trancher. C'est ce qui est arrivé au terme de notre modélisation. Cette situation débouche sur un contexte où toutes les variables peuvent se compenser entre elles, tout en restant dans une gamme de valeur acceptable par le terrain.

Nous avons pris pour exemple la perméabilité et la recharge. Dans un second modèle basé sur une nouvelle hypothèse de distribution de l'exfiltration, nous avons montré que les valeurs ajustées peuvent être radicalement différentes et pourtant tout à fait acceptables. Le problème crucial est qu'actuellement, aucune observation de terrain ne peut privilégier une hypothèse par rapport à une autre.

Au final, l'opération de calage du modèle devient extrêmement complexe puisque nous devons dans un même temps paramétrer toutes les variables. La complexité de la situation et la multiplication des incertitudes n'ont pas permis d'aboutir à un calage raisonnable dans le délai limité par le temps du DEA.

En revanche l'étude de la sensibilité aux divers paramètres a permis de mettre en avant la nécessité d'accumuler plus d'informations avant de relancer un nouveau projet de modélisation. D'autres études de terrain doivent permettre d'identifier avec plus de certitude les zones de recharge et leur contribution dans le bilan hydrique (Chari, Bahr Erguig, Batha de Lai ri, Harr).

La simple constatation d'un niveau piézométrique élevé ne permet pas de trancher entre une faible diffusivité en condition d'infiltration moyenne ou une diffusivité moyenne mais avec une infiltration très importante. Des études géochimiques complémentaires faisant suite aux études déjà menées au moyen de radio-isotopes pourraient apporter la lumière sur le choix des hypothèses à privilégier. Il serait par exemple intéressant de confirmer la présence de paléochenaux, au travers desquels les eaux du Chari diffuseraient préférentiellement (*Djoret 2000*) et de savoir s'ils ont une réelle influence sur l'hydrodynamique globale. Ces études permettraient d'apporter en plus d'une estimation des

contributions des éléments rechargeants, des indices essentiels sur la répartition des zones de plus ou moins forte perméabilité.

C'est uniquement enrichie de ces nouvelles conditions que la modélisation hydrodynamique pourra apporter une contribution à la connaissance du fonctionnement complexe de la dépression du Kouka.

## **Bibliographie**

- Allison G.B., 1998. Stable isotopes in soil and water studies. Hydrologie et Géochimie Isotopique : Symposium International à la Mémoire de Jean-Charles Fontes. ORSTOM, Paris, bibl., graph. - (*Colloques et Séminaires (FRA)*) , p. 23-38.
- Allison G.B. et Hudghes M.W., 1983. The use of natural tracers as indicators of soil-water movement in a temperate semi-arid region. *Journal of Hydrology* 60, p. 157-173.
- Aranyossy J.F. et Gaye C.B., 1992. La recherche du pic de tritium thermonucléaire en zone non saturée profonde sous climat semi-aride pour la mesure de la recharge des nappes : première application au Sahel. *C.R. Acad. Sci. Paris II*, 315, p. 637-643.
- Aranyossy J.F. et Ndiaye B., 1993. Etude et modélisation de la formation des dépressions piézométriques en Afrique sahélienne. *Rev. Sci. Eau*, 6, p. 81-96.
- Allison G.B., Barnes C.J., Hughes M.W., 1983. The distribution of deuterium and  $^{18}\text{O}$  in dry soils. *Journal of Hydrology* n°64, p. 377-397, n°60 p. 141-146.
- Archambault A., 1960. Les eaux souterraines de l'Afrique occidentale. Berger-Levrault éd., 139 p. Nancy, France.
- Babet V. et Nickles M., 1943. Mission hydrogéologique Babet au Tchad 1940-1941. Rapport inéd. DMG A.E.F.
- Bellion Y., 1987. Histoire géodynamique post-paléozoïque de l'Afrique de l'Ouest d'après l'étude de quelques bassins sédimentaires (Sénégal, Taoudeni, Iullemeden, Tchad). Thèse Univ. Avignon., 254 fig. 296 p.
- Bichara D., Safi A., Schneider J.L., 1989. La précarité ou même l'absence d'alimentation de la nappe phréatique en zone nord-sahélienne du Tchad. Résultats d'un quart de siècle de surveillance piézométrique. *Hydrogéologie*, Paris, t. 309, série II, p.493-496.
- Billon B. 1967. Relations entre les crues du Chari et les niveaux du lac Tchad depuis 1871. Rapport ORSTOM inéd. 24 p.
- Biroué W.K. et Schneider J.L., 1993. Vers l'assèchement de la nappe au Sahel tchadien ? *Hydrogéologie*, Paris, t. 317, série II, p. 89-92.
- Biscaldi R., 1968. Hydrogéologie de la nappe du Logone. Rapport BRGM 68YAO003 pour la direction des Mines et de la Géologie.
- Brunel J.P. et Bouron B., 1992. Evaporation des nappes d'eau libre en Afrique sahélienne et tropicale ORSTOM, Paris (FRA), bibl., ill., tabl., phot. 413 p.
- Bonnet M. et Murville C., 1995. Mise en place d'un système de suivi et de gestion de la nappe phréatique du Chari-Baguirmi. Rapport Hydroexpert pour la Direction de l'hydraulique et de l'Assainissement. 3 tomes.
- Bonnet M. et Schneider J.L., 1968. Fluctuations des nappes au Kanem, Chari Baguirmi, Batha. Programme 1964-1966. Rapport BRGM inéd. N°68 YAO 006 LAM.
- Canadell J., Jackson R.B., Ehleringer J.R., Mooney H.A., Sala O.E. et Schulze E.D., 1996. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, 108, p.583-595.

- CBLT, 1973. Etude des ressources en eau du bassin du lac Tchad en vue d'un programme de développement. Tome 1 : étude hydrogéologique. Rapport technique. Projet CBLT/PNUD/FAO. Rome.
- Chouret A., Fontes J.-Ch. et Mathieu P., 1977. La nappe phréatique à la périphérie du lac Tchad. Convention ORSTOM/FAC n°11/M/77/M, 67 p.
- Coudrain-Ribstein A., Pratz B., Talbi A. et Jusserand C., 1997. L'évaporation des nappes phréatiques sous climat aride est-elle indépendante de la nature du sol ? *Hydrologie-Hydrogéologie*. p. 161-165.
- Degallier R., 1954. Hydrogéologie du Ferlo septentrional (Sénégal). *Arch. Dir. Féd. Géol. Dakar*. Dakar, Sénégal.
- Depagne J., 1966. Les nappes déprimées d'Afrique occidentale. *Bull. BRGM*, 2, p. 72-76.
- Desconnets J.C., Taupin J.D., Lebel T. et Leduc C., 1997. Hydrology of the HAPEX-Sahel Central Super-Site : surface water drainage and aquifer recharge through the pool systems. *Journal of Hydrology*, p188-189, p. 155-178.
- Dieng B. et Ledoux E., 1987. Les nappes déprimées d'Afrique occidentale : une explication paléohydrogéologique. *Hydrogéologie*, n°2, p. 99-108.
- Dieng B., 1989. Water transfert in porous non-saturated rock and aquifer recharge in the sudano-sahelian climate. *Sahel forum Ouagadougou : State of the art of Hydrology and Hydrogéologie in the arid and semi-arid areas of Africa*. IWRA. p. 387-397.
- Diencer T., Al-Mugrin A., et Zimmermann U., 1974. Study of the infiltration and recharge through the sand dunes in arid zones with special reference to the stable isotopes and thermonuclear tritium. *J. Hydrol.*, 23, p.79-109.
- Djoret D., 2000. Etude de la recharge de la nappe du Chari Baguirmi (Tchad) par les méthodes chimiques et isotopiques. Thèse. Univ. Avignon. p. 156.
- Durand A. et Mathieu P., 1979. Le quaternaire supérieur sur la rive sud du lac Tchad. *cah. ORSTOM., sér. Géol.*, vol. XI, n°2, 1979-1980 p. 189-203.
- Eberschweiler.C., 1993. Suivi et gestion des ressources en eau dans le bassin du lac Tchad. Prémодélisation des systèmes aquifères. Rapport intermédiaire n°2. Rapport BRGM R 35985 EAU-4S-93.
- Edmunds W.M., Fellman E., Goni I.B., 1999. Lakes, groundwater and paleohydrology in the Sahel of NE Nigeria : evidence from hydrogeochemistry. *Journal of the Geological Society London* 156 (p2), p.345-355.
- FAO, Centre d'investissement. 1989. Irrigation subsector review. FAO. 1994. Tchad, Rapport d'identification, Rapport 14/94 ADB - CHD 17. Commission du bassin du lac Tchad. 1993. Programme d'action, Bassin du lac Tchad. Disponible sur internet : <http://www.fao.org/waicent/FaoInfo/Agricult/AGL/AGLW/aquastat/tchad1.htm>
- Faure H., Fontes J.C., Gischler C.E., Mook W.G. et Vogel J.C., 1970. Un exemple d'étude d'hydrogéologie isotopique en pays semi-aride, le bassin du lac Tchad.

- 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 Niger). Thèse. Paris XI, n° 6393, p. 271
- Favreau G., Leduc C. et Marlin C., 2000. Représentativité de l'échantillonnage géochimique et hydrodynamique en nappe libre de milieu semi-aride. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 31, No. 3\4, p. 669-678.
- Favreau G., Leduc C., Marlin C. et Guéro A., en révision. Une dépression piézométrique naturelle en hausse au Sahel (sud ouest Niger). Rubrique : Géosciences de surface (Hydrologie - Hydrogéologie)
- Fontes J.-Ch, Maglione G et Roche M.-A., 1969. Données isotopiques préliminaires sur les rapports du lac Tchad avec les nappes de la Bordure nord-est. *Cah. ORSTOM sér. Hydrol.*, vol. VI, n°1, pp. 17-34.
- Fontes J.C.; Maglione, G., Roche M.A., 1969. Eléments d'hydrologie isotopique dans le bassin du lac Tchad ORSTOM, Fort-Lamy (TCD), 17 p., ill. - Colloque de l'OUA sur les Utilisations Pacifiques de l'Energie Atomique, 28-08/01 juillet 1969, Kinshasa, ZAR
- Gaston A., 1995. La végétation pastorale du Bassin du lac Tchad. Atlas de l'élevage du Bassin du lac Tchad. p. 39-47.
- George R.J., Nulsen R.A., Ferdowsian R., Raper G.P., 1999. Interactions between trees and ground waters in recharge and discharge areas. A survey of western Australian sites. *Agric. Water Manage.*, 39, p. 91-113.
- Gérard J., 1953. Coupure géologique Bossangoa-Est. Rap. Ann. SG A.E.F., p. 40-48.
- Gieske A., Selaolo E.T., Beekman H.E., 1995. Tracer interpretation, of moisture transport in a Kalahari sand profile. Application of Tracers in Arid zone Hydrology (Proceedings of the Vienna Symposium, August 1994). IASH Publ. n°232, p373-382.
- Isiorho S.A, Matisoff G. et Wehn K.S., 1996. Seepage relationships between Lake Chad and the Chad Aquifers. *Groundwater* vol 34, n°5, p. 819-826.
- Kadjangaba E., 2000. Synthèse des données isotopiques et hydrochimiques du bassin du lac Tchad (Niger, Nigeria, Cameroun, Tchad). Mémoire de 3<sup>e</sup> cycle universitaire. DEA. Univ. Avignon. p. 73.
- Karbo A., 1993. Etude paléohydrologique des nappes phréatiques et profondes de la cuvette du lac Tchad et des formations du Continental Terminal de l'ouest du Niger.
- Kindler J., Warshall P. Et Arnould E.J., 1990. Le bassin conventionnel du lac Tchad : une étude diagnostique de la dégradation de l'environnement.
- Leblanc M., 1997. Modélisation de la nappe quaternaire du Manga ( Niger sud oriental). Mémoire de DESS Hydrogéologie et Environnement. Université d'Avignon. p. 68 + annexes.
- Leduc C. et Karbo A., 1996. Variabilité spatio-temporelle de l'impact de l'infiltration sur la nappe phréatique du Continental Terminal (Hapex-Sahel, Niger). In : « *interactions surface continental / atmosphère : l'expérience Hapex-Sahel* », actes des Xe journées hydrologiques, Montpellier, 1994. ORSTOM colloques et séminaires, Bondy, France. p. 449-462.
- Leduc C., Salifou O., Leblanc M., 1998. Evolution des ressources en eau dans le département de Diffa (bassin du lac Tchad nigérien). In : « *Variabilité des ressources en eau en Afrique au XX<sup>e</sup> siècle* », conférence Abidjan'98. AISH Publ., p. 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.
- Leduc C., Favreau G., Marlin C., Dray M., Dassargues A., 2000. Comparison of recharge estimates for the two largest aquifers in Niger, based on hydrodynamic and isotopic data. Tracers and modelling in hydrogeology, Proceedings of the TraM'2000. Conference held at Liège, Belgium. May 2000. IAHS n° 262. p. 391-397.
- Le Maitre D.C., Scott D.F., Colvin C., 1999. A review of information on interactions between vegetation and groundwater. *Water SA*, 25, p. 137-152.
- L'Hote Y. et Mahé G., 1996. Afrique de l'ouest et centrale : carte des précipitations moyennes annuelles au 1:6000000° (période 1954-1989). ORSTOM éd., 90x60 cm. Paris, France.
- Louis P., 1970. Contribution de la géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. Mém. ORSTOM n°42, p. 303.
- Mac Donald M.G. et Harbaugh A.W., 1988. A modular three dimensional finite-difference ground water flow model. USGS, book 6 modeling techniques, A1. Washington, USA.
- Maglione G., 1974. Géochimie et mécanisme de mise en place actuelle des évaporites dans le bassin tchadien. *Bull. ASEQUA* n°42-43, p. 33-34.
- Maley, J., 1973. Les variations climatiques dans le bassin du Tchad durant le dernier millénaire : Essai d'interprétation climatique de l'Holocène africain. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série D : Sciences Naturelles FRA*, Vol. 276, No 11, p. 1673-1675.
- Maley J., Quéro J.Y. (collab.), 1972. Les variations climatiques dans le bassin du Tchad durant le dernier millénaire : nouvelles données palynologiques et climatologiques, sn, sl, multigr., bibl., tabl. p. 27
- Maley J., 1989. Les climats : 20.000 ans d'évolution des climats du Sahara central aux savanes tropicales humides. Centre Culturel Français, Abidjan (CIV, p. 34-52, bibl., ill., tabl., graph.
- Miller R.E., Johnston R. H., Olowu J.A.I., et Uzoma J.U., 1965. Ground-Water hydrology of the Chad Basin in Bornu and Dikwa Emirates, Northeastern Nigeria, with Special Emphasis on the Flow Life of the Artesian System. Geological Survey. p. 48.
- Morel P., 1992. Atlas agroclimatique des pays de la zone du CLISS. Niamey, Coopération française/AGRYMET, 8 vol.
- Mott MacDonald International, BCEOM, SOGREAH, ORSTOM, 1992. Evaluation Hydrologique de l'Afrique Sub-Saharienne. Pays de l'Afrique de l'Ouest. Rapport de Pays : TCHAD. p. 280.
- Muller A., 1977. Essai d'application des variations de teneur en radiocarbone dissous à l'étude des aquifères libres : le cas de la nappe phréatique au nord et à l'est du lac Tchad. Université Pierre et Marie Curie, Paris, 171 p. multigr., bibl., ill., tabl., graph. - Th. : Sci. Nat.
- Olivry J.C. et Leduc C., 1996. Gestion intégrée du bassin du lac Tchad. Assistance préparatoire « B ». RAF/95/48. Dossier diagnostic. Thème1 : l'hydrosystème physique. p. 75 + annexes.
- Olivry J.C., Chouret A., Vuillaume G.†, Lemoalle J., Bricquet J.P., 1996. Hydrologie du lac Tchad. ORSTOM, Monographies Hydrologiques 12, p. 266.

ORSTOM, 1961. Annuaire hydrologique de la République du Tchad : année 1960 CRT. Centre de Recherches Tchadiennes, Fort-Lamy, TD., multigr., bibl., cart. : 2 cart. 1/2 000 000 dépl. h.t., tabl., graph. - (Ed. rev. et corr.) p. 156.

Pias J., 1968. Contribution à l'étude des formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et des sols qui en dérivent (République du Tchad). Cah. ORSTOM, sér. Pédol., vol. VI, n°3-4, p. 367-377.

Pias J., 1970. Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. Mém. ORSTOM, 43, p. 407.

Pouyaud B., 1986. Contribution à l'évaluation de l'évaporation de nappes d'eau libre en climat tropical sec : exemple du lac de Bam et de la mare d'Oursi (Burkina Faso), du lac Tchad et d'açudes du Nordeste brésilien. ORSTOM, Paris,., bibl., ill., tabl., graph. - (Etudes et Thèses (FRA)) - Th. Sci. Nat., Université de Paris Sud : Orsay, p. 255.

Riou Ch., 1972. Etude de l'évaporation en Afrique centrale (Tchad, République Centrafricaine, Congo). Thèse Univ. Paris VII. p.205.

Roche M.A., 1973. Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. Thèse Paris VI, p. 205.

Roche M.A., 1980. Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad ORSTOM, Paris, bibl., ill., tabl. - (Travaux et Documents (FRA), No 117) - Th. Sci. Nat., Université Paris VI, p. 391.

Schneider J.L., 1966. Relations entre le lac Tchad et la nappe phréatique (République du Tchad). Publication AIHS n°70, Symposium de Garda, p. 122-131.

Schneider J.L., 1968. Fluctuations des nappes au Kanem, Chari Baguirmi et Batha. Campagne 1964-1966. Vol.1 : étude générale et fluctuations. BRGM, Paris, p. 41.

Schneider J.L. et Wolff J.P., 1992 . Carte géologique et cartes hydrogéologiques à 1/1.500.000 de la République du Tchad. Mémoire explicatif. Document du BRGM n°209.

Schroeter P et Gear D., 1973. Etude des ressources en eau du bassin du lac Tchad en vue d'un programme de développement . Tome I : Ressources en eau souterraine dans le bassin du lac Tchad. Rapport FAO/PNUD pour la CBLT. p. 107.

Servant M., 1973. Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoï que supérieur. Thèse, Paris VI. Travaux et documents ORSTOM. n°159. p. 573.

Solages S., 1987. Inventaire des potentialités naturelles du bassin du lac Tchad. Volet hydrogéologie. Analyse des connaissances. Rapport BRGM 87AFO206EAU pour la CBLT. 2 volumes : rapport de synthèse p.144 et annexe bibliographique, p. 34-35.

Touchebeuf de Lussigny P., 1969. Monographie hydrologique du lac Tchad. Rapport ORSTOM, p. 225.

UNESCO, 1972. Synthèse hydrologique du Bassin du lac Tchad. Projet PNUD/UNESCO/CBLT, 1966-1970. Rapport technique. Paris, p. 218.

Vincent P.M., 1954. Coupure géologique Am Timan ouest. Rap. Ann. Sg A.E.F., pl. VIII. p. 41-43.

Vries (de) J.J., Selaolo E.T., Beekman H.E., 2000. Groundwater recharge in the Kalahari, with reference to paleo-hydrologic conditions. *Journal of Hydrology* 238. p. 110-123.

Wacrenier Ph., 1953. Lai-Garoua. Rapport de fin de mission 1953. Rapport DMG Brazzaville, inéd. N° (W)-T 12 du 29/11/53. 5 p.

Waterloo Hydrogeologic, 1999. Visual MODFLOW version 2.8.1. Waterloo, Ontario, Canada.